diss Bordeaux 1968

JEAN HAZERA

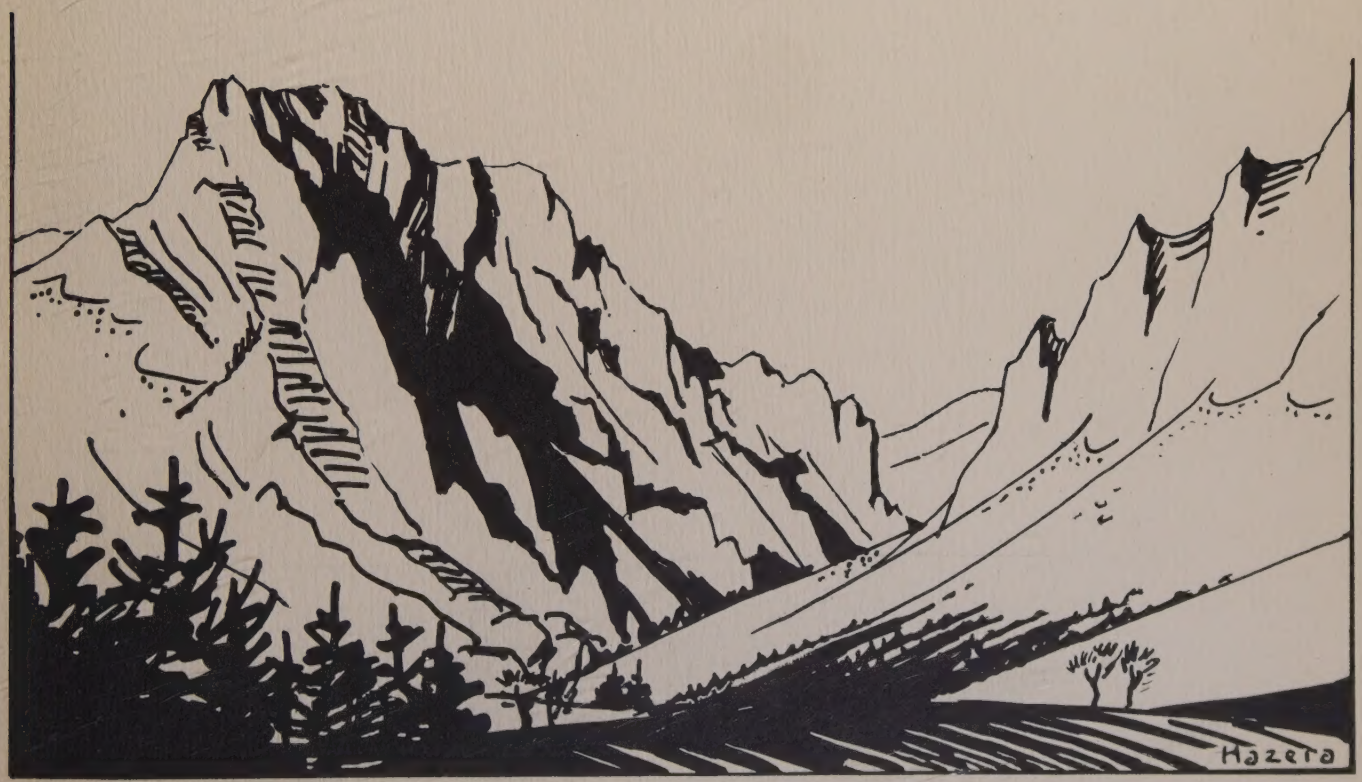
DOCTEUR ES LETTRES

CHARGÉ DE RECHERCHE AU C.N.R.S.

LA RÉGION DE BILBAO

ET SON ARRIÈRE-PAYS

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE



LA RÉGION DE BILBAO ET SON ARRIÈRE PAYS

JEAN HAZERA
DOCTEUR ÈS LETTRES
CHARGÉ DE RECHERCHE AU C.N.R.S.

LA RÉGION DE BILBAO
ET SON ARRIÈRE-PAYS
ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

THÈSE DE DOCTORAT
PUBLIÉE AVEC LE CONCOURS
DU MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE
ET DE LA **SOCIEDAD DE CIENCIAS NATURALES ARANZADI**
DE SAINT SÉBASTIEN
REAL SOCIEDAD VASCONGADA DE AMIGOS DEL PAIS
1968

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Depósito Legal. S. S. 1214/65

Impreso en Hijos de Miguel Alvarez Iraola.-Avda. de Zarauz, 51.-San Sebastián, 1968.

A Messieurs les Professeurs Henri ENJALBERT *et Louis* PAPY

A ma femme

Cet ouvrage constitue le tome XX de la revue «MUNIBE»; Fascicules 1/4 - 1968

AVANT-PROPOS

L'attrait que l'Espagne a toujours exercé sur nous nous a conduit à y passer une grande partie de notre carrière universitaire. Ainsi, durant près de vingt cinq ans, avons-nous pu, non seulement consacrer tous nos loisirs à la parcourir en tous sens (ce qui ne nous eût guère différencié d'un grand nombre de Français), mais encore à explorer à pied, la carte à la main, les régions dans lesquelles nos fonctions nous amenaient à résider.

Nous passâmes ainsi du Sud au Nord, de Cordoue à Bilbao. Dans ce dernier poste, nous eûmes l'honneur d'organiser des conférences qui conduisirent à notre Institut Français de nombreux professeurs de l'Université de Bordeaux, notre ville natale. Il va sans dire que les géographes furent doublement les bienvenus. Parmi ceux-ci se trouvaient les Professeurs L. Papy et H. Enjalbert, auxquels nous eûmes l'occasion de montrer quelques-uns de nos essais de géographie, entrepris dans le cadre régional. Ils nous encouragèrent à poursuivre nos recherches en vue d'une thèse de Doctorat.

Cette suggestion, acceptée dans l'enthousiasme, nous conduisit à mener pendant dix ans une vie double. Le moment vint, cependant, où l'utilisation des moindres instants de liberté que nous laissait la direction et l'administration d'établissements complexes se révéla insuffisante pour venir à bout de ce dont nous eussions souhaité faire notre tâche principale. Nous fûmes donc très heureux qu'un détachement au C.N.R.S. nous permette de nous consacrer exclusivement à cette dernière pendant quatre années et nous tenons à remercier ici les professeurs Papy et Enjalbert qui proposèrent notre candidature et ceux qui furent nos parrains: les professeurs Birot et Journaux.

Le Centre National de la Recherche Scientifique, ainsi que le Consejo Superior de Investigaciones Cientificas de Madrid voulurent bien, également, nous accorder plusieurs subventions qui facilitèrent l'organisation matérielle de nos recherches sur le terrain, recherches qui exigèrent plus de déplacements qu'il n'en aurait fallu dans une région de climat plus clément.

Pendant les nombreuses années que nous consacrâmes à ces recherches, nous reçûmes l'inestimable appui de tous les professeurs qui les avaient encouragées. Il nous faut insister sur l'inépuisabe bienveillance de Monsieur le Doyen Papy qui, nous sachant isolé, accepta, malgré les tâches écrasantes que le transfert de l'Université de Bordeaux à Pessac lui apporta au cours des dernières années, d'être pour nous le conseiller toujours prêt à nous aider,

même en ce qui concerne les problèmes administratifs. Sa bienveillance n'eut d'égale que celle du Professeur Enjalbert. Celui-ci, non content de nous accompagner à plusieurs reprises sur le terrain, où son enthousiasme venait renforcer le nôtre, relut la totalité de notre manuscrit et nous prodigua, sur le fond et sur la forme, les conseils de précision et de rigueur qu'il a, lui-même, mis en pratique dans son oeuvre.

Parmi les amis que nous valurent les relations de bon voisinage entre l'Institut Français de Bilbao et l'Université de Bordeaux, nous n'aurions garde d'oublier l'actuel Directeur de l'Institut de Géographie de Toulouse, le Professeur G. Viers. Sa connaissance parfaite du Pays Basque français, si rapproché de notre domaine, fit, pour nous, de sa thèse, un remarquable instrument de travail. Il nous accompagna aussi plusieurs fois sur le terrain où ses remarques nous furent d'un grand profit.

D'autres contacts nous furent précieux, ceux, en particulier, que nous eûmes avec les géologues. Nous nous étions rendu compte, dès le début de nos recherches, que les publications géologiques concernant le domaine que nous avions choisi, étaient peu nombreuses, et que certaines étaient très anciennes. Aussi, est-ce avec une grande joie que nous accueillîmes le professeur P. Rat lorsqu'il décida de s'intéresser aux «Pays crétacés basco-cantabriques» et tout particulièrement à l'Urgonien. C'est à ce sujet de recherches communes que nous devons un de nos meilleurs amis. Au cours des années pendant lesquelles il poursuivit ses travaux, nous eûmes bien souvent l'occasion de profiter de ses suggestions et d'apprécier sur le terrain la rigueur et la précision de ses méthodes de recherche.

Nous n'avons eu que peu d'occasions d'entrer en rapport avec les géologues espagnols, d'ailleurs peu nombreux, qui se sont intéressés aux régions que nous avons étudiées, car ils n'y viennent, de Madrid, que pour de courtes missions. Nous avons reçu, cependant, un accueil cordial de J. M. Rios qui a bien voulu nous communiquer les résultats de ses travaux de terrain concernant les cartes géologiques au 1:50.000 de Castro-Urdiales et de Valmaseda, non encore publiées.

Nous fûmes, en général, bien accueilli par les services officiels espagnols. On ne saurait en vouloir à ceux qui ne purent, pendant les premières années de nos recherches, nous fournir certaines cartes, dites «de diffusion limitée», ou des photographies aériennes réservées trop longtemps à l'usage exclusif de quelques Administrations. La recherche désespérée de ces photographies finit par nous faire connaître des hommes d'une exquise gentillesse dans les services du Cadastre du Ministère des Finances où nous pûmes enfin les consulter pour la première fois. Ce n'est cependant que grâce à la bienveillance de Monsieur Terrasse, directeur de la Casa de Velasquez à Madrid, que nous pûmes, plus tard, obtenir une couverture approximative d'une partie de notre domaine.

C'est surtout dans le cadre de l'Université espagnole que nos contacts furent naturellement les plus étroits, et ceci, en grande partie, grâce à ceux que maintient traditionnellement l'Université de Bordeaux avec l'Espagne. Le Congrès International d'Etudes Pyrénéennes qui

réunit alternativement, des deux côtés de la frontière, des spécialistes de toutes les disciplines, en est l'expression la plus tangible. Il doit une grande partie de sa vitalité, particulièrement dans la section de géographie, à des animateurs comme P. Barrère et D. J. M. Casas Torres. C'est grâce à eux qu'il nous a été possible de publier plusieurs de nos travaux préliminaires et nous savons trop ce que de telles publications représentent de dévouement pour ne pas leur en être reconnaissant.

D. J. M. Casas Torres a poussé la gentillesse jusqu'à nous proposer de demander à la Commission des Publications du Consejo Superior de Investigaciones Cientificas de publier notre thèse. Seule une offre semblable de très vieux amis espagnols nous a conduit à refuser cette généreuse et flatteuse proposition. Nous étions, en effet, depuis près de vingt ans, en rapport avec tous les naturalistes du Pays Basque espagnol, groupés au sein d'une Association particulièrement vivante, la «Sociedad de Ciencias Naturales Aranzadi», dont le siège se trouve à Saint Sébastien mais dont les membres proviennent de toutes les provinces basques. C'est dans un des ouvrages édités par ce groupement qu'avaient été publiés nos premiers essais de géomorphologie. Lorsque cette Association nous proposa de publier notre thèse dans sa revue «Munibe», supplément du Bulletin de la «Real Sociedad Vascongada de Amigos del Pais», nous fûmes particulièrement heureux d'accepter, la diffusion de nos travaux dans la région même que nous avions étudiée nous paraissant une heureuse initiative. Nous savions, d'autre part, avec quel dévouement et quel amour notre ami de vingt années, D. Jesús Elósegui, se consacrait aux publications de l'Association; notre confiance en lui n'a été qu'en s'accentuant à mesure que les problèmes techniques de l'impression ont multiplié nos rapports.

Ainsi, grâce à ce concours, notre oeuvre s'intégrait dans l'oeuvre commune de tous nos amis naturalistes basques, à l'affût de tout ce qui peut développer la connaissance de leur beau pays. Nous avions, d'ailleurs, bien avant l'impression, trouvé d'autres concours parmi eux. C'est ainsi que notre ami José Juan Iraola, géologue et professeur, nous accompagna bien des fois sur le terrain, nous évitant la solitude durant certaines longues courses et nous permettant des échanges d'impressions, si utiles sur le lieu même des recherches... si utiles, aussi, pour combler les longues heures d'attente sous la pluie ou dans le brouillard de nos pays atlantiques, ou les longues veillées dans les «fondas» des petits villages des confins de la Castille.

Mais, dans ce rôle d'accompagnateur infatigable, c'est à ma femme que revient la place d'honneur; je ne saurais oublier qu'elle a souvent sacrifié ses aspirations aux miennes pour rendre ma tâche plus facile. Elle m'a aussi été d'une aide précieuse au moment des multiples mises au point matérielles du manuscrit et de l'impression.

Enfin il est un concours quotidien sans lequel la mise au net d'un travail de recherche serait difficile; c'est celui de la dactylographe. La bonne grâce de Mesdemoiselles Maria Luisa Uranga, à Bilbao, et Rosario Urretavizcaya, à S. Sébastien, nous a bien simplifié ce problème et ce sera à elles qu'iront nos derniers remerciements.

Saint-Sebastien, juin 1968

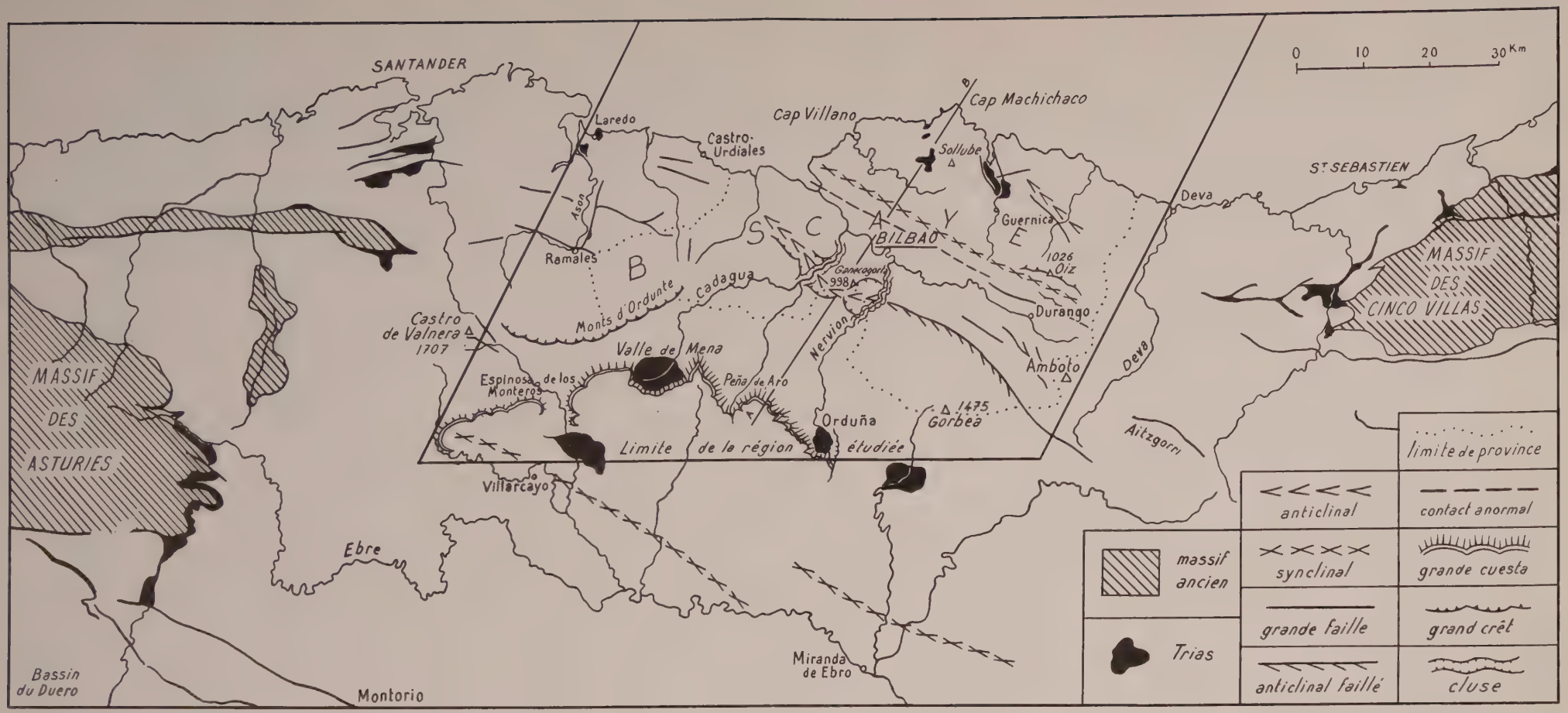


Fig. 1.—SITUATION DE LA RÉGION ETUDIÉE ET DES PRINCIPAUX ENSEMBLES STRUCTURAUX.

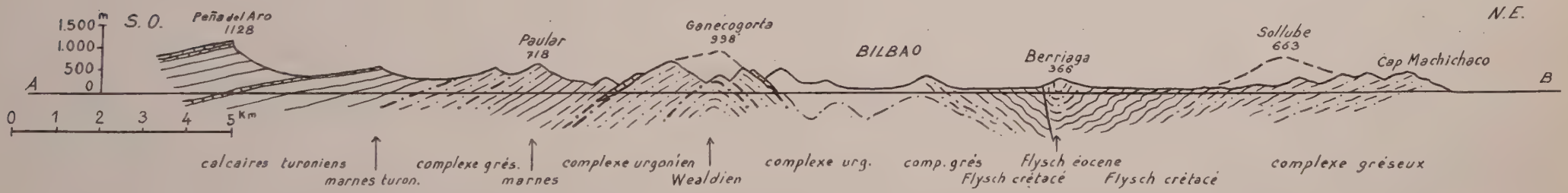


Fig. 3.—COUPE D'ENSEMBLE DE LA RÉGION ETUDIÉE. (Au Nord de Bilbao, le dispositif structural est figuré très schématiquement).

INTRODUCTION

LIMITES ET PROBLÈMES

Lorsque nous décidâmes d'entreprendre des recherches de géomorphologie dans le Pays Basque espagnol et qu'il nous fallut fixer les limites de notre domaine, nous nous rendîmes vite compte qu'on n'y disposait d'aucune analyse un peu précise des formes du terrain. Il fallait donc combler d'abord cette lacune en décrivant, assez minutieusement, ces formes, avant de proposer des explications concernant leur agencement et leur genèse. Il était nécessaire, pour cela, que nous puissions, si ce n'est parcourir toutes les routes et tous les sentiers du domaine que nous allions choisir, du moins que nous puissions nous rendre en tous les points constituant des observatoires privilégiés. Il convenait, dans ces conditions, de ne pas entreprendre l'étude d'une région trop étendue ni, dans la mesure du possible, trop éloignée de Bilbao où nous résidions. Nous décidâmes donc de nous consacrer à l'étude de la Biscaye, sans nous interdire, cependant, de déborder du cadre administratif de la province pour atteindre des limites plus géographiques.

I — LES LIMITES

L'objectif d'ensemble étant ainsi défini, nous avons poussé nos premières reconnaissances assez loin de Bilbao, afin de rechercher les secteurs qu'il était souhaitable d'inclure dans notre périmètre en raison de la continuité géographique; ou qu'il était, pour le moins, nécessaire de connaître, en raison de l'existence de traits permettant de situer notre domaine dans un cadre plus large. Ces reconnaissances devaient, en même temps, nous permettre de repérer les endroits qui, grâce à la conservation de formes emboîtées ou de formations corrélatives d'âges divers constitueraient des secteurs-clefs dont l'analyse serait susceptible de nous éclairer sur la succession des étapes de la morphogénèse.

Nous n'avions cependant pas l'intention de négliger, au profit de recherches préférentielles, l'étude des régions moins caractéristiques de notre domaine, car, en l'absence d'un ouvrage d'ensemble (1), décrivant les formes du terrain de la Biscaye, nous souhaitions apporter au lecteur espagnol, et en particulier au «montañero» qui a, bien souvent, un tempérament de naturaliste, les éléments d'une géographie physique régionale.

L'application des règles que nous nous étions ainsi imposées n'a pas été, on s'en doute, toujours très facile, et certaines des limites choisies pourront peut-être paraître arbitraires. Nous allons tenter d'expliquer notre choix, sinon de le justifier.

Au point de vue orographique, la région de Bilbao se trouve située sur un seuil, à peu près

(1) Il existe quelques bons guides d'excursions consacrés à ces régions mais ils ne concernent que les secteurs montagneux et sont rédigés, pour leur plus grande partie, sous la forme de descriptions d'itinéraires.

à égale distance entre les parties de la chaîne des Pyrénées et celles de la Cordillère cantabrique qui atteignent ou dépassent 2000 m d'altitude (Pic d'Orhy, 2015 m dans la première et Peña Sagra, 2016 m, dans la seconde). Il eût pu paraître intéressant d'étudier la totalité de ce seuil, dont un premier coup d'oeil sur une carte structurale (fig. 1) permet de constater qu'il est aussi placé entre deux massifs anciens (Massif Asturien et Massif de Cinco Villas); mais, outre que l'extension de ce secteur (plus de 200 km de long), où tout était à faire dans le domaine de l'étude géomorphologique, nous paraissait excessive, le fait de se fonder sur la présence d'un massif ancien à chacune de ses extrémités pour définir notre domaine de recherche risquait de nous conduire, dès l'abord, à poser des problèmes de tectonique d'ensemble, alors que nous estimions plus utile de nous consacrer à une tâche plus modeste: décrire et essayer d'expliquer les formes du terrain.

Nous avons donc décidé de nous borner à une région couvrant à peu près la moitié du seuil défini précédemment. Nous restions ainsi franchement en dehors des massifs anciens, mais suffisamment près de leurs extrémités pour que les effets dus à leur présence lors des grands mouvements orogéniques, ne puissent cependant nous échapper. Ceci nous a conduit, en gros, du Deva, à l'Est, à l'Ason, à l'Ouest, dans une zone d'environ 100 km de long.

Si l'existence de la Mer Cantabrique nous donnait, au Nord, une limite «naturelle» incontestable, il ne nous fut guère plus difficile d'en fixer une au Sud. On y est, en effet, arrêté, à une trentaine de kilomètres de Bilbao, par un véritable mur. On a tôt fait de constater qu'il s'agit du front d'une cuesta géante. S'il paraissait indispensable d'étudier son revers pour comprendre la genèse de l'ensemble, il ne semblait nécessaire de s'éloigner plus au Sud, du côté de la haute vallée de l'Ebre, que dans la mesure où cela permettait d'étudier les rapports de cette cuesta avec les cuvettes tertiaires situées en bordure de la Meseta castillane.

II — LES GRANDS TRAITS OROGRAPHIQUES: LES MONTAGNES DU SEUIL BASQUE

Ainsi délimité, notre domaine concernait encore une bonne partie de ce que J. Dantin Cereceda, décrivant les formes de la Péninsule en les observant à une très petite échelle, appelait la «dépression basque» (2). Nous préférons, quant à nous, le terme de seuil, utilisé également par P. Rat (3). L'érosion différentielle a bien creusé des dépressions dans ce seuil, mais elle a laissé subsister, entre elles, de très nombreuses «montagnes basques», nullement méprisables. Si le sommet le plus élevé de la Biscaye, le Gorbea, n'a que 1475 m d'altitude, on observe dans cette province de nombreux alignements ayant de 1000 à 1500 m. Mais, surtout, sur une carte orographique à échelle moyenne (fig. 2) (4), permettant de pousser assez loin l'analyse des grands ensembles, on est frappé par la multiplicité des lignes de hauteurs et des petits massifs de 500 à 1000 m et, plus encore, par l'absence de véritables plaines. Ces traits sont, à nos yeux, ceux qui donnent sa véritable physionomie au pays que nous étudions: il est situé dans un secteur déprimé, entre les extrémités de deux chaînes assez élevées, mais, considéré en lui-même, c'est un pays de montagnes.

---

(2) DANTIN CERECEDA J.: Resumen fisiográfico de la Península Ibérica.
(3) RAT P.: Les pays crétacés bascocantabriques. Thèse p. 32.
(4) Nous avons utilisé la carte au 1/200.000 (équidistance des courbes: 100 m) établie par P. RAT pour constituer le fond topographique de sa carte géologique des Pays Basco-cantabriques. Obtenue par réduction de la carte au 1/50.000, cette carte est, de ce fait, nettement supérieure à la carte espagnole de la province établie à la même échelle.

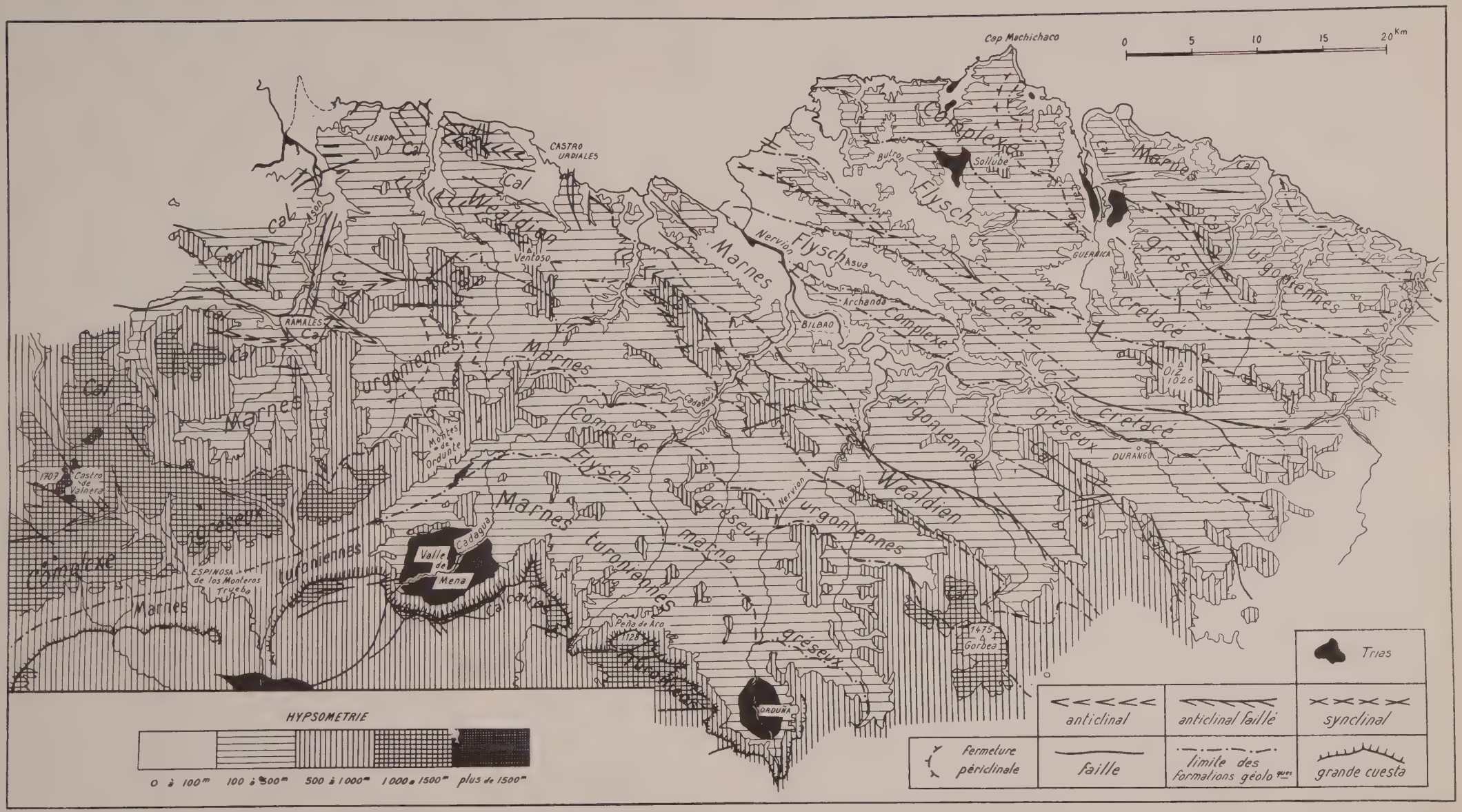


Fig. 2.—HYPSOMÉTRIE ET LITHOLOGIE DE LA RÉGION ETUDIÉE (d'après P. Rat).

Pour saisir cette dualité de caractères, il n'est rien de tel que de découvrir cette région en l'abordant par le Sud. Lorsqu'on vient de la Meseta par le port d'Orduña, situé à 900 m d'altitude, au sommet de la cuesta géante déjà signalée, on peut contempler, au Nord, non point un bas pays, mais une région où lignes de faîtes et sommets ont une altitude assez uniforme, ne rappelant en rien les paysages grandioses des Pics d'Europe. On comprend, alors, qu'à l'échelle de la Péninsule, on ait pu parler de «dépression basque».

Cependant, si l'on descend ensuite en direction de Bilbao, après avoir plongé, littéralement, dans des formes en creux dont le plancher, à Orduña, au pied de la cuesta, n'est qu'à 300 m d' altitude on se trouvera entouré de reliefs notables tout au long de la vallée du Nervion. A moins de 20 km de la mer et à 5 km de la ria de Bilbao, on circulera encore dans une cluse étroite où on aura l'impression d'être écrasé par le relief. C'est le paradoxe de ce pays dont l'altitude d'ensemble est pourtant assez réduite: un crêt de 1000 m y fait figure de haut sommet parce qu'il domine une vallée dont le fond ne se trouve qu'à quelques dizaines de mètres au-dessus de la mer.

III — LES GRANDS TRAITS STRUCTURAUX

Les reliefs parallèles, bien alignés en direction pyrénéenne, que révèle la carte hypsométrique (fig. 2 et coupe 3) suggéraient l'existence, dans notre domaine, d'une structure assez régulièrement plissée. Le recours à la carte géologique s'imposait cependant, et immédiatement, si nous voulions nous faire une idée exacte du rapport des formes du terrain et de la structure, de façon à pouvoir préciser nos limites en fonction des grands ensembles.

Lorsque nous avons commencé nos recherches, les publications géologiques concernant notre domaine étaient réduites à la vieille monographie de la province établie très consciencieusement par Adan de Yarza en 1892 (5), à quelques études de détail plus récentes, et à trois feuilles de la carte au 1/50.000 assez sommairement établies.

Adan de Yarza avait bien défini les traits structuraux essentiels. Il avait, en particulier, décrit le grand anticlinal dont la zone axiale est située à quelques kilomètres au Sud-Ouest de Bilbao et dont l'énorme flanc méridional est de moins en moins ployé à mesure qu'on s'éloigne de cette zone, ceci au point de donner l'impression d'une structure monoclinale. Cependant, des administrations cloisonnées, avaient imposé à cet auteur les limites étroites de la province, ce qui lui interdisait, dans certains secteurs, de mettre l'accent sur les traits d'ensemble. C'est ainsi que l'existence de l'extraordinaire cuesta dégagée dans le flanc quasi monoclinal du grand anticlinal se devinait à peine dans son étude, et sur une seule de ses coupes, parce que seule l'enclave administrative d'Orduña arrive, en Biscaye, en bordure de cette cuesta. Ayant, quant à nous, l'intention d'étudier des ensembles géomorphologiques complets, il nous fallait nous éloigner de près de 60 km vers l'Ouest, la carte du relief nous indiquant que la cuesta se prolongeait jusque là.

Si nous avions eu des doutes sur la continuité de l'agencement structural qui est à l'origine de ce bel ensemble, la publication, en 1958, de la carte au 1/200.000 et des coupes schématiques qui accompagnaient la thèse de P. Rat (6) nous eût permis de les lever. Muni de ce nouvel instrument de travail, d'une remarquable qualité, qui couvrait une grande partie de notre région, nous poursuivîmes nos reconnaissances vers l'Ouest. Elles nous confirmèrent le caractère grandiose d'une cuesta d'un commandement exceptionnel, caractère accentué par l'absence de

---

(5) ADAN DE YARZA (1892). Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya.
(6) RAT P.: Les pays crétacés basco-cantabriques.

percées et mise en valeur par quelques dépressions exceptionnelles comme celle d'Orduña et du Valle de Mena, dégagées, nous le verrons, à l'emplacement de grandes cheminées diapiriques.

Poussant plus loin encore nos reconnaissances vers l'Ouest, nous y fîmes des constatations d'un grand intérêt. L'examen de la carte nous indiquait déjà qu'alors que le front et la dépression monoclinale du secteur oriental sont de drainage atlantique, le secteur occidental est de drainage entièrement méditerranéen, ce qui laissait déjà prévoir la possibilité de comparaisons intéressantes. La découverte de formations alluviales très volumineuses garnissant la très vaste percée cataclinale par laquelle le Trueba, affluent de l'Ebre supérieur, traverse la cuesta, nous confirma que ces comparaisons pouvaient être très fructueuses. Nous appréciâmes d'autant plus la trouvaille que les formations détritiques conservées sur le versant atlantique nous avaient paru extrêmement rares. Ici, elles envahissaient tout: non seulement les lits actuels des cours d'eau en étaient encombrés, mais elles constituaient, au-dessus d'eux, des terrasses étagées aux formes bien nettes, et leurs pavés, parfois énormes, couronnaient les buttes; il n'était murette ou maison qui ne fût construite de ce matériau. Nous étions incontestablement en présence d'un secteur-clef dont il devait être possible de tirer tout un faisceau d'enseignements. Mais il fallait d'abord se poser la question de l'origine de ces formations, ce qui nous conduisit, au Nord-Ouest, dans la montagne, où le massif du Castro de Valnera culmine à 1700 m. Dans un vaste bassin intramontagnard, d'allure bien cantabrique, en été, en raison de ses pâturages bien verts peuplés de vaches laitières, nous devions trouver les traces très nettes d'un englacement pléistocène. Ainsi se précisait l'intérêt d'un ensemble de formes reliées entre elles *en chaîne*, pourrait-on dire, par des formations corrélatives.

Nous avions cependant atteint nos confins, et il ne nous fallait pas perdre de vue le reste de notre domaine. Pour parvenir à l'extrémité occidentale de la cuesta, nous avions d'ailleurs été conduit à en parcourir une partie en empruntant la vallée du Cadagua, deuxième des grandes voies naturelles permettant de pénétrer dans l'arrière-pays de Bilbao. Dans le cours moyen de ce cours d'eau, nous avions été frappé par l'obsédante répétition des bancs durs parallèles qui, du premier plan aux lointains les plus éloignés, rayaient les versants des buttes ou des chaînons et leur donnaient un profil de hogbacks. Ces formes apportaient la preuve d'une continuité remarquable du dispositif monoclinal vers le Nord, bien que le redressement général des couches annonçât la proximité du grand anticlinal. Nous savions aussi que ce dispositif se poursuivait vers le Sud, car, lors de nos reconnaissances au col d'Orduña, nous avions constaté l'existence de formes du même type en arrière de la grande cuesta. Nous pouvions donc nous demander s'il n'y avait pas lieu de poser le problème de la genèse de l'ensemble d'une autre façon. Plutôt que de le considérer comme provenant du démantèlement du flanc du grand anticlinal de Biscaye, ne convenait-il pas d'y voir une partie de la bordure du grand système synclinal de Miranda-Villarcayo qui englobe lui-même la plus grande partie du bassin de l'Ebre supérieur, en bordure de la rigide Meseta castillane (fig. 1 et 33). Ces considérations nous confirmèrent dans notre intention de garder le contact avec ces confins méditerranéens qui, à priori, devaient avoir conservé plus de traits anciens que les secteurs par trop excavés du versant atlantique; ces traits pourraient nous aider à nous faire une idée de ce qu'avait été l'évolution morphologique. Déjà l'uniformité des points hauts du rebord de la grande cuesta suggérait l'hypothèse classique de la mise en valeur de cette dernière à partir d'une ancienne surface conservée au Sud.

On voit, en tout cas, combien il était souhaitable d'étudier en premier lieu ce secteur méridional qui paraissait solidement rattaché à de grands ensembles structuraux. Cependant, le reste de notre domaine ne semblait pas manquer d'intérêt. C'est ainsi que le grand anticlinal, déjà signalé au Sud-Ouest de Bilbao, pouvait, au premier abord, passer pour l'épine dorsale de ce domaine. On constate en effet, grâce à la carte géologique établie par P. Rat, que les affleurements qui en sont les restes (une bande wealdienne encadrée symétriquement par deux bandes urgoniennes) se prolongent assez loin vers l'Ouest. Cela paraissait nous permettre une division simple, en nous fournissant un deuxième grand ensemble structural. Cependant, dans des

travaux antérieurs à sa thèse, P. Rat nous avait mis en garde contre une interprétation trop simple de la structure de ce secteur. Il y signalait que «la Biscaye et la province de Santander (7) ne se présentent pas comme le prolongement tectonique l'une de l'autre». «Contre la terminaison de la voûte infracrétacée (santandérine) viennent s'accoler les plis de Biscaye, prolongeant les directions tectoniques sud-pyrénéennes (8)».

Il n'en restait pas moins qu'à défaut de véritable continuité du dispositif structural, la continuité des formations était un fait remarquable. Or, celles de l'Urgonien sont particulièrement intéressantes, en raison du faciès de leurs calcaires. Si P. Rat a fait de ceux-ci l'un des thèmes essentiels de ses recherches, ils n'intéressent pas moins le géographe, car ils constituent l'ossature claire du paysage. Dés notre premier contact avec la Biscaye, à l'Ouest, en venant de France par Saint-Sébastien, nous avions été frappé par les cîmes alignées, blanches et aigües, du Duranguesado, qui, à 30 km au Sud-Est de Bilbao, constituent un paysage alpin en réduction. Nous eûmes ensuite bien souvent sous les yeux le grand mur blanc discontinu qui barre le flanc du Pagasarri, cette «montagne» de Bilbao, si fréquentée des «aficionados al monte» fuyant le brouillard industriel. Nous y fîmes nos premières études géomorphologiques, bientôt complétées par celles auxquelles nous convièrent les ingénieurs français des mines d'Ortuella. Un peu plus à l'Ouest, ils nous montrèrent les maigres restes d'un calcaire peu minéralisé, mais aussi un karst étonnant, vidé par leurs prédécesseurs d'un précieux remplissage colluvial, riche en fer. Lorsque les restes de ce festin de mineurs ont été, par hasard, conservés, ils constituent un curieux paysage de pitons, perchés entre des cavités béantes.

Plus tard, des reconnaissances poussées vers l'Ouest, nous révélèrent des masses urgoniennes bien plus volumineuses en bordure du littoral et dans la vallée moyenne de l'Ason où elles constituent un véritable amphithéâtre autour de la ville de Ramales. Il ne fit plus de doute pour nous que toute la zone médiane de la région que nous étudiions avait une indiscutable unité, grâce à la présence des calcaires; elle devint, pour nous, *le pays de l'Urgonien.*

Les limites de cette zone, tant à l'Est qu'à l'Ouest, restaient, cependant, plus conventionnelles que celles de notre zone méridionale, puisque nous ne prétendions pas étudier la totalité du revêtement sédimentaire situé entre les deux massifs anciens. En nous arrêtant à l'Ouest, à l'Ason, nous laissions volontairement de côté de grandes masses calcaires qui, sur sa rive gauche, font déjà partie de la couverture du Massif Asturien. Nous nous approchions cependant assez de ce dernier pour constater l'influence qu'a eue la présence du socle ancien sur ce matériau très cassant lors des mouvements tectoniques. Un coup d'oeil sur la carte géologique de P. Rat suffisait à nous révéler l'abondance des grandes cassures. Mais c'était peu de chose à côté du puzzle observable vers notre limite est, dans le Duranguesado; il paraissait moins nécessaire encore, dans ce secteur, d'atteindre le massif ancien pour se faire une idée du comportement des calcaires dans un dispositif structural très serré dû, manifestement, à la présence de cette butée solide du socle lors des mouvements orogéniques.

Quoique un peu conventionnellement limitée, cette large bande des pays de l'Urgonien paraissait donc riche en thèmes de recherche, non seulement en raison des caractères morphologiques externes si particuliers des calcaires, caractères qui les mettent partout en valeur dans le paysage, mais en raison encore de leur comportement dans les divers dispositifs structuraux. Il était aussi évident qu'ils nous offriraient les traits particuliers du karst. Après notre premier contact avec celui-ci dans les mines d'Ortuella, les reconnaissances poussées vers l'Ason nous avaient mis directement en présence d'un grand karst très évolué d'accès facile. Entre Castro-Urdiales et Laredo, de grandes dolines, souvent remplies de curieux dépôts de pente exploités en carrière, trouaient une sorte de banquette littorale, tandis que, plus loin, apparaissait, à Llendo, un poljé typique, parsemé de buttes résiduelles. C'est enfin sur ces calcaires que nous

---

(7) Il s'agit ici de la partie orientale de cette province dont la limite administrative se situe à 20 Km. seulement à l'Ouest de la capitale de la Biscaye, c'est à dire bien en deçà de la limite que nous avions fixée à notre propre domaine.

(8) RAT P. (1952). Relations tectoniques entre la Biscaye et la province de Santander.

pouvions espérer trouver les traces les plus nettes de l'attaque du froid; la cryoclastie, à en juger seulement par le volume des éboulis conservés, devait avoir participé à leur modelé autant que la dissolution.

Il paraissait moins facile de distinguer le trait caractéristique des formes du reste de notre domaine, c'est à dire de la partie située au Nord-Est de Bilbao. A s'en tenir à la répartition d'ensemble des formations, on avait l'impression qu'il s'agissait d'un relief plissé assez simple (fig. 2), mais une étude plus attentive de la carte géologique et un examen, même assez rapide, des formes du terrain, révélaient bien des facteurs introduisant une grande variété. De belles formes d'allure jurassienne y caractérisaient la partie orientale d'une bande éocène solidement armée de bancs de grès durs, mais les dépressions longitudinales qui encadrent cette bande semblaient devoir leurs formes au déblaiement facile d'un flysch tendre plissoté et non à la mise en valeur du dispositif structural. Il suffisait, pour s'en rendre compte, de parcourir le littoral entre Algorta et Plencia (fig. 82); les falaises y donnant de belles coupes de ce flysch.

Les grandes formes du relief restaient cependant toutes orientées selon la direction pyrénéenne des plis principaux, à l'exception, toutefois, de la ria de Guernica dont la direction aberrante Nord-Sud suggérait la présence d'un accident brisant important. Son origine profonde était attestée par la présence, depuis longtemps reconnue en surface, des argiles salifères du Trias. La ria apparaissait ainsi comme le résultat de l'exploitation, par l'érosion différentielle d'une blessure de type diapirique. C'était un bel exemple de ce genre de relief, d'autant moins à négliger que les limites que nous avions choisies ne permettaient pas d'atteindre à l'Est ceux qui proviennent de la mise en valeur du puzzle de paquets, ou d'écailles, qui s'inscrivent au contact de la couverture et du socle ancien et qui sont d'ailleurs parfaitement chaotiques.

L'importance de l'accident attirait notre attention sur le rôle de la structure profonde. On pouvait la sous-estimer dans le secteur méridional où la couverture est à peine plissée en raison de son épaisseur. Dans la zone médiane, la fracturation des calcaires urgoniens révélait mieux une orogénèse assez puissante, mais seule la vallée moyenne de l'Ason, orientée Nord-Sud comme la ria de Guernica, pouvait y suggérer la présence d'un accident profond.

En résumé, l'inventaire sommaire que nos premières reconnaissances nous permirent de dresser nous montra que notre domaine était assez varié et qu'il pouvait être divisé en secteurs dont chacun offrait un intérêt différent, l'analyse et l'explication des formes du terrain pouvant s'y ordonner autour d'un ou de quelques traits originaux. Dans la zone méridionale, ces traits étaient l'extension, la multiplicité et la belle régularité des formes monoclinales, parmi lesquelles la cuesta du Turonien se distinguait par son gigantisme. Dans la zone médiane, les caractères lithologiques des calcaires urgoniens se détachaient très nettement de ceux des formations qui les entouraient; leur mise en valeur par l'érosion différentielle permettait aussi de se rendre compte qu'ils ont imposé au dispositif structural un style particulier. Seule la zone nord-orientale paraissait assez composite, mais il restait possible d'y centrer l'intérêt sur quelques grands thèmes comme celui de la grande blessure de la ria de Guernica.

IV — L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

L'évolution morphologique paraissait facile à étudier sur le versant méditerranéen, grâce au secteur-clef de la haute vallée du Trueba, autrefois englacée, prolongée par la percée bien garnie de dépôts alluviaux que le cours d'eau a ouverte dans la cuesta. Il n'en était pas de même sur le versant atlantique où l'on ne remarquait pas de formations détritiques volumineuses. On pouvait cependant poser le problème de l'évolution sur les deux versants à un stade plus ancien, en se fondant d'abord sur l'existence, au sommet de la cuesta, de formes très évoluées pouvant être les témoins d'une ancienne surface. Il paraissait ensuite possible, en observant la disposition du réseau hydrographique, de se représenter comment les grandes formes du relief avaient

été dégagées à partir de cette surface, à condition de supposer l'existence d'un rejeu tectonique post-paroxysmal rendant compte d'un écoulement selon deux directions opposées à partir du sommet de la cuesta. Encore fallait-il expliquer pourquoi la partie du réseau hydrographique située au Nord de Bilbao paraissait avoir évolué en marge de ce nouveau système général des pentes: les principaux écoulements y sont, en effet, orthoclinaux, alors qu'ils sont en très grande majorité anaclinaux au Sud de Bilbao. Cette indépendance semblait indiquer que, lors du rejeu, la couverture s'était comportée différemment de ce côté. Cette disposition locale impliquait, pour de petits cours d'eau, comme le Butron et l'Asua, un isolement qui, à l'époque glaciaire, a dû les tenir en marge des grands courants bien alimentés par les eaux provenant, au Sud, d'un vaste bassin versant. Nous avons été amené à nous demander si, dans leurs vallées, pour cette raison peu réincisées, des traits anciens n'avaient pas été mieux conservés qu'ailleurs, hypothèse qui nous a conduit à accorder un intérêt particulier aux glacis en roche tendre qu'on y observe et à considérer l'ensemble comme un nouveau secteur-clef en ce qui concerne l'évolution morphologique.

Cet ensemble de données assez originales était suffisant pour nous faire supposer qu'à l'intérêt offert par l'analyse de formes structurales fort diverses, s'ajouterait, dans notre domaine, et contrairement à une première impression d'indigence sur le versant atlantique, l'intérêt de pouvoir y étudier les traces d'assez nombreuses étapes de l'évolution morphologique. A ce stade, nous pouvions espérer que notre étude s'insère utilement dans la série de celles qui, au cours des dernières decennies, ont contribué à faire mieux connaître la partie de l'Europe atlantique qui s'étend du Bassin Aquitain à la Galice (9).

---

(9) LEFEBVRE Th. (1933). TAILLEFER F. (1951). ENJALBERT H. (1960). VIERS G. (1960). SANTANA R. (1966). NONN H. (1966).

LIVRE I

LES GRANDES FORMES MONOCLINALES DE LA RÉGION MÉRIDIONALE

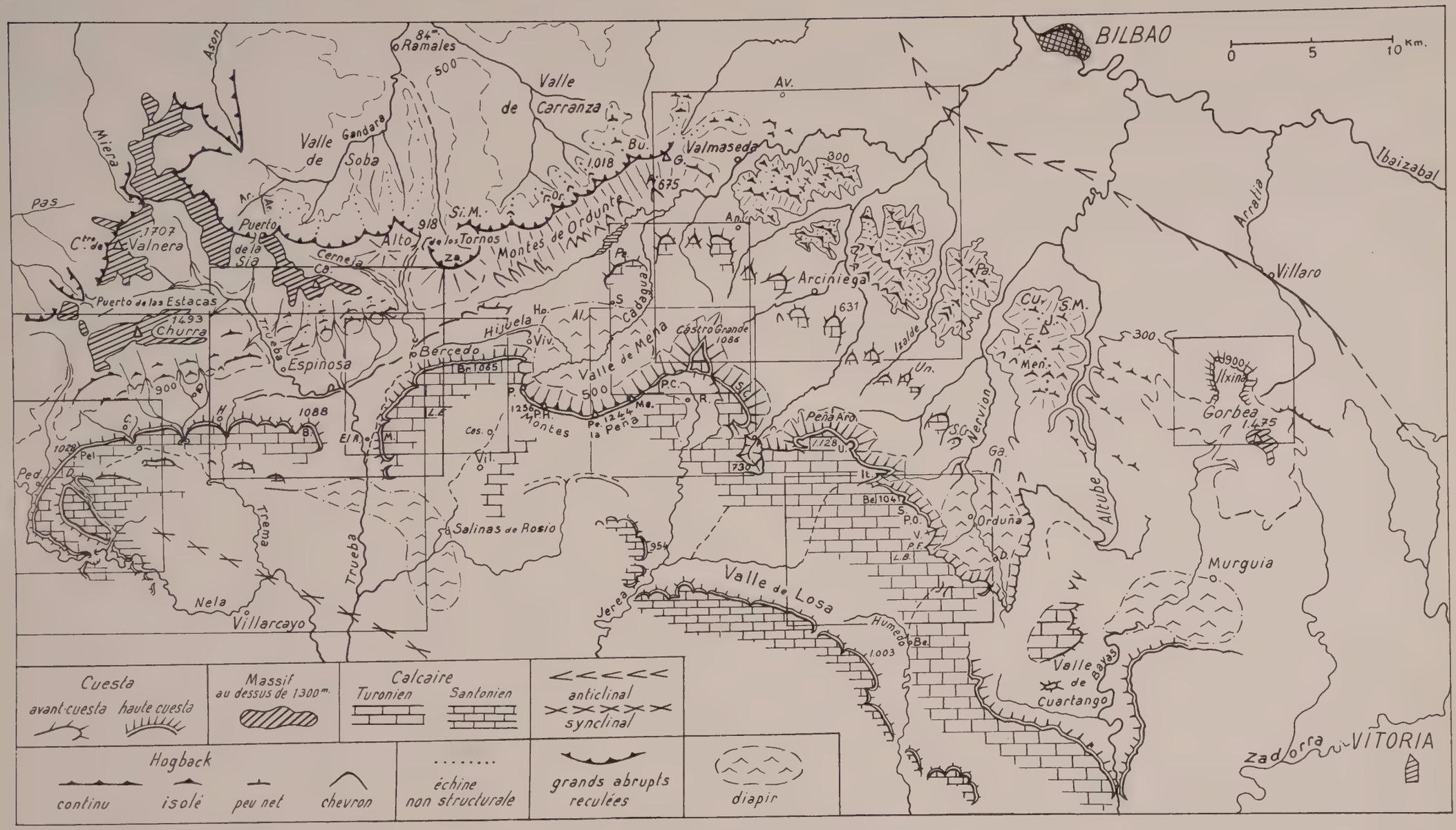


Fig. 4.—CARTE MORPHOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE DE LA RÉGION MONOCLINALE.

ABRÉVIATIONS: A: Angulo - Al: Altollano - An: Antuñano - A: Avellaneda - B: Bedon - Bed: Bedarbide - Bel: Belascola - Be: Berberana - Br: Brazuelo - Bu: Burgueño - C: Cueva - Ca: Caballo - Cas: Castrobarto - C.G.: Castro Grande - Cu: Cucucecuacha - D: Delica - Du: Dubalza - E: Escorta - El R.: El Ribero - G: Gárate - Go: Golitza - H: Hoz de Mena - Ho: Hornillatorre - It: Iturrigorri - J: Jesuri - L.B.: Las Bazarras - L.E.: Las tras de las Eras - M: Marraña - Men: Mendi - Me: Menguada de Fresnillo - Or: Ordunte - P: Portillejo - Pa: Paular - P.A.: Peña de Aro - P.C.: Peña de la Complacera - Pe: Peñalba - Ped: Pedrosa - P.F.: Pico del Fraile - Pel: Pelada - P.L.: Peña Lastra - P.O.: Peña de Orduña - Pi: Pigueza - Q: Quintanilla - R: Reilosa - Sa: Santiuste - S.Cr.: Santa Cruz - S.M.: Santa Marina - S.C.: Sierra de Carbonilla - Si.M.: Sierra Mesada - S: Solayera - U: Unguino - Un: Unguila - V: Virgen de Orduña - Vil: Villalacre - Viv: Vivanco - Za: Zalama.

INTRODUCTION

Nous avons déjà signalé que toutes les formes de la partie méridionale de la région qui constitue notre domaine d'étude ont été modelées dans une très puissante série d'assises sédimentaires du Crétacé n'ayant été que peu déformée par les mouvements orogéniques. Bien qu'elle puisse être considérée soit, pour partie, comme le flanc méridional du grand anticlinal de Biscaye, soit, pour sa totalité, comme le secteur septentrional du «soubassement des larges synclinaux tertiaires de Villarcayo et de Miranda de Ebro» (1) elle a, lorsqu'on ne la considère pas dans son ensemble, les caractères simples d'un empilemént monoclinal (2).

A — LES ÉTUDES ANTÉRIEURES

Peu d'auteurs se sont intéressés à ces formes structurales pourtant bien visibles. Il faut, à notre connaissance, arriver au récent ouvrage de P. Birot et J. Dresch (3) pour que soit enfin clairement signalé, par le premier de ces auteurs, un «système de cuestas géantes» «entre Vitoria et la côte»; si bien qu'on est en droit de se demander pour quelle raison une région aux caractères si accusés n'a jamais été étudiée de près.

Il est vrai que la géographie physique a été, et est encore souvent, considérée en Espagne comme faisant partie du domaine d'investigation des géologues. C'est ainsi que l'étude faite en 1892 par Adan de Yarza était intitulée «Description *physique* et géologique de la province de Biscaye», bien qu'elle soit surtout l'oeuvre d'un géologue et qu'elle ait été faite pour le Service de la Carte géologique espagnole; quelques lignes seulement y sont consacrées à la description orographique. De plus, nous avons déjà signalé que le cadre provincial ne permettait pas à son auteur d'accorder de l'importance à des formes servant tout juste de limite à une enclave. Il ne leur en accorda pas non plus, il est vrai, dans le chapitre qu'il écrivit plus tard pour la géographie plus générale du pays basco-navarrais (4).

Le plus grave, c'est que, la partie géologique de ces travaux étant excellente, pour l'époque, une génération de géologues et de géographes en a fait son bréviaire, malheureusement incomplet. Peu de géologues furent autant cités qu'Adan de Yarza, et parfois pour de longs paragraphes (5).

Au surplus cette région, de structure simple et où n'apparaît pas le matériel profond, n'a pas tenté les géologues en quête de grands sujets d'études. Ce n'est que tout récemment que

---

(1) RAT. P. (1952): Relations tectoniques entre la Biscaye et la province de Santander.
(2) Les raisons de ce dispositif simple doivent probablement être recherchées dans l'épaisseur du manteau sédimentaire. Bien que «la structure des Pays basco-cantabriques résulte en majeure partie d'une tectonique de revêtement» (P. RAT thése p. 505) on peut penser que, dans la région considérée, même si le revêtement s'est décollé au niveau du Trias, il s'est comporté comme une masse épaisse, et non comme une couverture mince et plastique.
(3) BIROT P. et DRESCH J. 1953.—La Méditerranée et le moyen orient T. I. p. 151.
(4) ADAN DE YARZA R.; 1918. Descripción físico-geológica y geografía general del País vasco-navarro.
(5) On ne peut mieux dire que A. ALMELA et J. M. RIOS dans la notice de la feuille géologique d'Orduña p. 6: «Cette impression de problème résolu a été une cause de retard dans la connaissance qui resta paralysée par les résultats obtenus par A. DE YARZA».

P. Rat (6) est venu intercaler sa thèse entre celle de L. Mengaud (7) sur la région cantabrique et celle de P. Lamare (8) sur les Pyrénées basques. Encore doit-on noter qu'il a choisi au Sud comme limite la bande du Cénomanien supérieur, laissant de côté le Turonien qui constitue pour nous la partie la plus intéressante de ce secteur monoclinal, puisque c'est dans cette formation qu'a été dégagée une cuesta d'un commandement exceptionnel.

Voici donc, semble-t-il, une des raisons pour lesquelles les géographes, en l'absence d'études géologiques complètes sur ce qu'on pourrait appeler la Biscaye intérieure (en donnant à Biscaye un sens élargi) ont été conduits, lorsqu'ils parlent des provinces littorales basques, à s'intéresser surtout au Guipuzcoa.

Il convient aussi de rappeler que les grandes voies de communication, les seules vraiment praticables en Espagne il y a seulement quelques décennies, ont orienté les recherches des géographes, commes elles déterminent les itinéraires des touristes. Or les itinéraires normaux pour aller du Sud-Ouest de la France vers le coeur de l'Espagne traversent l'arrière-pays guipuzcoan. Par contre, pour atteindre Bilbao, on ne s'écarte pas du littoral ou du bas-pays qui le borde.

Ces raisons d'ordre pratique, s'ajoutant à celles déjà indiquées concernant les études géologiques, ont contribué à créer une sorte de «no man's land» géographique entre les régions de la haute vallée de l'Ebre et le littoral, de Bilbao à Santander.

A plus forte raison cette lacune se remarque-t-elle dans les grands ouvrages d'ensemble qui s'appuient nécessairement sur les travaux existants. M. Sorre (9) parlant des «pays basques et navarrais» évoque, entre la zone synclinale tertiaire de l'Aragon et la «double guirlande» des massifs basques du littoral, une région qu'il compare à celle du Mont Perdu, mais dans laquelle il ne place que la Sierra d'Aralar, l'Amboto et le Gorbea, arrêtant donc sa description à l'Est du méridien de Bilbao.

N. Llopis Lladó dans le chapitre qu'il consacre à la Cordillère Cantabrique dans la nouvelle Géographie de l'Espagne et du Portugal (10) décrit rapidement l'ensemble des «montagnes basques» du littoral puis passe à une description fort complète du Guipuzcoa du Nord au Sud, reliant de façon très précise cette province avec les régions navarraises. Mais nulle part n'apparaît un essai semblable de relier le haut bassin de l'Ebre au versant atlantique de Bilbao à Santander. Ici encore subsiste un trou entre le Gorbea à l'Est et le Castro de Valnera à l'Ouest.

Et pourtant le «système de cuestas géantes» dont parle P. Birot aurait dû, semble-t-il, retenir l'attention des chercheurs. Ce qualificatif de «géant» dit assez l'importance et la vigueur des formes dégagées dans une série sédimentaire très épaisse dans laquelle le seul Crétacé supérieur peut dépasser 1.500 m. et a permis la mise en valeur d'une cuesta atteignant, parfois, 700 m. de commandement.

C'est la raison pour laquelle nous prendrons comme point de départ de notre description ces confins méridionaux encore si peu étudiés.

B — VUE D'ENSEMBLE

Partons donc à la découverte de ces formes géantes. Les voies d'accès ne manquent pas si l'on abandonne résolument le littoral et ses vallées longitudinales de direction plus ou moins pyrénéenne. Les deux belles cluses du Nervion et du Cadagua, tranchant tous les reliefs, permettent ainsi une pénétration facile en direction du Sud-Ouest (Carte fig. 4).

---

(6) RAT P. (1959). Les pays crétacés basco-cantabriques.
(7) MENGAUD L. (1920). Recherches géologiques dans la région cantabrique.
(8) LAMARE P. (1936). Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne.
(9) SORRE M. (1934). Géographie Universelle Tome VII. Espagne et Portugal.
(10) De TERAN M. (1952). Geografía de España y Portugal. Tome I.

La vallée du Nervion est certainement la plus connue du voyageur et du touriste. C'est en effet par elle que passent la voie ferrée et la route directe qui relient Bilbao à Madrid. Mais si elle est d'un parcours facile en aval, la surprise est grande lorsque, remontant vers l'amont, on débouche d'un coup dans le vaste cirque d'Orduña où l'on se trouve en face d'un mur de 5 à 600 m. de hauteur. Pas d'autre issue commode dans ce cirque, que le couloir par lequel on est entré au Nord. Au Sud pour atteindre la Castille, c'est par quinze virages en épingle à cheveux, au flanc même de la paroi, que la route s'élève jusqu'à un «puerto» situé à 900 m. d'altitude. Il a fallu une longue tradition d'échanges et tous les liens matériels et juridiques qu'elle entraînait pour qu'ait été choisi un tel endroit pour établir la route qui relie Bilbao à Burgos, celle-là ayant été longtemps vassale de celle-ci.

Il n'y a d'ailleurs que deux cents ans qu'une vraie route existe. Pendant des siècles le transport du blé de Castille et, dans l'autre sens, du fer de Vizcaya, exigeaient un véritable transbordement, l'abrupt ne pouvant être franchi que par des mulets. Le sentier, pas plus que la route actuelle, n'utilisait de véritable col. Il s'élevait en zig-zag sur des pentes dépassant au sommet 45° (11). Le chemin de fer n'a pu s'accommoder de cet ancien chemin muletier. Il a trouvé à l'Est un itinéraire quatre fois plus long, mais qui ne l'oblige à franchir qu'une dénivellation de 300 m. Il faut pourtant aux trains de marchandises l'aide de trois locomotives pour y parvenir.

Certains géologues de l'époque héroïque (12), impressionnés par ce mur, vu de face, ont évoqué un miroir de faille. Pourtant le dispositif structural est clair dès que l'on observe les formes de profil. On a affaire à une cuesta particulièrement bien venue, surtout vers l'Ouest où une grosse dalle calcaire coiffe bien son sommet.

On peut en avoir une excellente vue d'ensemble de la route d'Orduña à Murguia. Celle-ci permet de s'élever sur ce qui est en fait une avant-cuesta et de jouir d'un observatoire placé à quelques kilomètres en avant du front de la cuesta principale et à une altitude de 650 m, intermédiaire entre celle de son pied (400 m) et celle de son sommet (900 m). On constate alors que, plus qu'à un mur continu, le front de la cuesta ressemble presque à des fortifications à la Vauban, avec leurs saillants et leurs rentrants assez régulièrement espacés, série de bastions trapus parfois complétés d'une échauguette. Ainsi s'alignent, à partir du premier saillant sur lequel est placée la grande vierge en ciment d'Orduña (fig. 5): la peña d'Orduña proprement dite, puis une véritable dent de scie culminant à 1041 m (Pl. IA) suit une autre dent de scie: l'Iturrigorri (1066 m) (fig. 6) et au loin se profile l'Unguino (1094 m) (fig. 7 et 8).

Un coup d'oeil sur la carte suffit à montrer que là ne s'arrête pas la cuesta. Elle change seulement de direction et il nous faut changer d'observatoire. Remontons donc cette fois la vallée du Cadagua par le vieux chemin royal qui fut peut être même une voie romaine mais n'a pu conserver son rang et devenir route nationale. La découverte de la cuesta y est encore plus impressionnante qu'à Orduña. A quelques kilomètres en amont de Valmaseda, on passe tout d'un coup d'une vallée étroite à une vaste dépression bien ouverte, le *Valle de Mena.* Comme la dépression d'Orduña, elle est bordée au Sud par un mur abrupt, mais le contraste y est encore plus grand en raison de l'altitude de crêtes comme la Peña Hornilla (1250 m) ou la Peñalba (1244 m) dressées au-dessus d'une basse plaine dont l'altitude moyenne est de 350 m. Sur un court piémont, ou au centre de la dépression, s'alignent des villages accueillants qui se transforment peu à peu en lieux de villégiature. Le recul aidant, on apprécie mieux, du fond même de la dépression, l'énormité du bastion du Castro Grande s'élargissant à la base, comme pour mieux supporter le poids de la grosse table calcaire supérieure découpée en festons (fig. 9 et 10). A l'extrême pointe, le curieux Pico del Fraile constitue l'échauguette avancée qui complète l'édifice.

---

(11) On trouvera une bonne synthèse moderne concernant ces questions dans «Bilbao y su Hinterland de J. ORTEGA. Bilbao 1951.

(12) COLETTE (1848). Reconocimiento geológico del Señorío de Vizcaya.

PLANCHE I

A — Le Bedarbide (1041 m) et l'Iturrigorri — Vue prise du fond de la dépression d'Orduna sur la route de Délica.

B — Les formes mûres du sommet de l'entablement.

Encore ce «castro» ne constitue-t-il qu'une faible partie du mur bordant la dépression, la plus caractéristique il est vrai. Plus à l'Ouest, en effet, l'abrupt perd sur quelques kilomètres son aspect de cuesta typique. Après la Peña de la Complacera les couches dures se redressent et la confusion des pendages révèle un bouleversement tectonique important. L'existence de matériaux du Trias dans la dépression a conduit les géologues à supposer qu'il s'agit de l'ancienne paroi d'une cheminée, perforée par l'ascension d'une colonne saline. La dépression du Valle de Mena, comme d'ailleurs celle d'Orduña, serait ainsi un exemple remarquable d'inversion de relief, les matériaux de la cheminée saline ayant autrefois occupé toute la dépression et même débordé en champignon au-dessus des couches qui constituent aujourd'hui l'entablement de la cuesta.

Il faut atteindre ce qu'on peut appeler la sortie ouest de la dépression du Valle de Mena pour retrouver le dispositif monoclinal. Car la cuesta continue! La route qui s'élève progressivement du Valle de Mena à Bercedo permet d'en apprécier tous les détails. Son front est ici de forme régulière, avec un entablement festonné d'épaisseur uniforme (50 m environ). La route la longe sur 8 km, suivant plus ou moins la vallée au profil assez aigu d'un cours d'eau de direction monoclinale. Elle s'élève rapidement pour aboutir à une nouvelle dépression subhorizontale, comme perchée par rapport aux précédentes à environ 750 m d'altitude et que les festons calcaires ne dominent plus que de 300 m. A partir d'ici on ne peut donc plus parler de gigantisme, mais les formes structurales restent d'une étonnante netteté. C'est tout d'abord l'immense entonnoir de percée cataclinale du Trueba; c'est, plus à l'Ouest, une série de festons séparés par des percées beaucoup plus étroites, et qui s'alignent sur une vingtaine de kilomètres, du Bedon (1088 m) à la Pelada (1028) (fig. 4) le long de la dépression monoclinale que R. Ciry (13) a appelé «sillon d'Espinosa».

A partir de la Pelada la cuesta s'incurve nettement de l'Ouest vers le Sud. La carte et l'étude du terrain montrent qu'on a affaire à une fermeture périsynclinale. Nous en avons fait la limite occidentale de notre domaine. On peut en avoir une bonne idée en s'élevant vers l'Ouest sur la route de Santelices à Soncillo. On a alors la surprise de voir apparaître une deuxième cuesta située au-dessus de la principale et, ici, presque aussi importante qu'elle. Elle rappelle à l'observateur que le dispositif monoclinal n'est pas limité à la cuesta principale, mais que celle-ci fait, en réalité, partie d'un train de cuestas dégagé sur le bord nord du grand synclinal de Miranda-Villarcayo.

On aurait d'ailleurs pu trouver l'autre extrémité de cette deuxième cuesta, rencontrée à l'Ouest, en passant à l'Est sur le revers de la principale, au Sud d'Orduña par exemple. Ayant à peu près la direction du front de la grande, elle est située à une dizaine de kilomètres en arrière. La route secondaire qui va de Berberana à El Ribero suit continuellement la dépression monoclinale, dite «Valle de Losa» située à son pied et permet de l'observer facilement. Le contraste lithologique entre les calcaires rougeâtres du Santonien qui constituent l'entablement et les marnes claires du Coniacien de la dépression est encore accentué par les cultures et l'habitat. Le Valle de Losa est large, en grande partie cultivé en blé; ses gros villages cossus rappellent beaucoup plus la Castille que le pays basque. Au pied de la grande cuesta ce n'est guère que dans les dépressions diapiriques que nous avons trouvé des paysages semblables. Ailleurs, d'Orduña au Valle de Mena, le pied du talus est partout divisé par des rivières anaclinales et ce morcellement a été néfaste à sa mise en valeur agricole.

Cette deuxième cuesta qui, tout en étant très nette, n'offre, pourrait-on dire, que des formes «banales» ou «classiques», nous donne un point de comparaison très utile pour apprécier à sa juste valeur le gigantisme de la cuesta principale. On ne peut manquer de se demander à quoi on doit attribuer de telles différences. Au premier abord le seul facteur de différenciation semble être l'appartenance au versant atlantique ou au versant méditerranéen. En effet, alors que toute la partie est de la grande cuesta est drainée par des cours d'eau atlantiques anaclinaux, les rios Húmedo et Jerea qui drainent la cuesta du Santonien se dirigent tous les deux

---

(13) CIRY R. (1944): Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos...

vers le bassin de l'Ebre par des percées cataclinales. Fait remarquable, la partie ouest de la cuesta principale a aussi un drainage semblable par le Trueba et le Nela, et c'est justement la seule partie qui n'ait pas le caractère de gigantisme signalé ailleurs. Il est difficile, dans ces conditions, de ne pas invoquer une relation de cause à effet entre ces données, au moins comme hypothèse de travail: l'évolution des formes aurait été plus poussée du côté atlantique en raison de la proximité du niveau de base général.

Il va sans dire qu'une telle hypothèse devra être vérifiée par une observation précise des formes et des dépôts corrélatifs. Retenons surtout, pour l'instant, l'existence du contraste observé. Il laisse présager que ces régions pourraient être des zone-clefs pour la recherche des traces des étapes de l'évolution morphologique. C'est la raison pour laquelle, après avoir étudié en détail le front impressionnant de la grande cuesta, en ses divers secteurs, nous serons amené, non seulement à en étudier le revers, mais encore à tenter un examen d'ensemble de la région située plus au Sud, vers le cours de l'Ebre supérieur, pour essayer de définir les liaisons qui peuvent exister entre la région principale de notre domaine et ce que nous considérerons comme ses confins méridionaux.

Mais, ceci fait, il nous restera encore une partie importante de la zone monoclinale, ou plutôt «quasi monoclinale», à explorer. En effet, en allant à la recherche de l'exceptionnel, en l'espèce la cuesta géante, nous avons négligé, en passant, toute une région dont les formes dérivent aussi de la mise en valeur de l'énorme flanc méridional à peine bombé du grand anticlinal de Bilbao.

En redescendant vers le Nord, nous retrouverons d'abord un éventail très régulier de buttes allongées allant de notre premier observatoire au Nord d'Orduña, jusqu'au Nord du Valle de Mena. Il s'agit d'une avant-cuesta très divisée et dont le sommet a une altitude très uniforme de 600 à 650 m. Quoique écrasées par celles de la grande cuesta, ces formes donnent encore plus nettement l'impression de dériver d'un dispositif monoclinal presque parfait.

Ce dispositif nous le retrouverons de proche en proche en redescendant n'importe laquelle des vallées atlantiques. Les pendages restent très régulièrement inclinés vers le Sud - Sud-Ouest, mais ils deviennent de plus en plus forts. Cette belle régularité du dispositif structural ne s'exprime cependant pas de la même façon au Nord de l'avant-cuesta. Si quelques ressauts supplémentaires indiquent déjà, en avant de celle-ci,la multiplication des passées dures, cette dernière devient la règle dans toute la bande dite par P. Rat du complexe gréseux supra-urgonien et qui, pour nous, sera la bande des hogbacks. Ceux-ci ne nous apparaîtront en ligne continue qu'à l'Ouest, dans les Monts d'Ordunte. Partout ailleurs, lorsque nous circulerons dans les couloirs en baïonnette qui expriment bien la multiplicité et l'absence de continuité des passées au travers desquelles les cours d'eau se sont ouvert un passage, les hogbacks morcelés ne nous apparaîtront plus que sous l'aspect de buttes dissymétriques, de pointes de fer à repasser, ou de grosses loses empilées les unes sur les autres. Il nous sera d'ailleurs souvent impossible d'avoir des vues d'ensemble d'un pays peu ouvert et presque entièrement boisé, en raison de ce relief peu accessible.

Nous ne retrouverons de grands alignements qu'en atteignant la zone médiane de notre domaine, celle du coeur wealdien du grand anticlinal; mais les grands bancs gréseux y ont été trop ployés lors du plissement pour qu'on puisse considérer qu'on se trouve encore en zone pseudo-monoclinale. Les grands crêts qui subsistent de la voûte démantelée seront donc décrits ailleurs.

CHAPITRE I

LES SECTEURS ORIENTAL ET CENTRAL DE LA HAUTE CUESTA

Adoptant l'ordre dans lequel nous sommes partis à la découverte de la région monoclinale, nous commencerons son étude détaillée par celle des formes géantes des secteurs oriental et central de la haute cuesta.

Le tracé en plan de cette partie de la cuesta, qui s'étend d'Orduña à Bercedo, est caractérisé par deux très grands saillants: la Peña d'Aro et le Castro Grande et par trois angles rentrants. Celui qui sépare les deux saillants est peu ouvert et a l'allure d'une reculée. Les deux autres, situés aux deux extrémités, correspondent à deux grandes dépressions; celle du Valle de Mena et celle d'Orduña.

A la vérité, seule la carte (fig. 4) ou les photographies aériennes permettent de se faire une idée exacte de ce tracé. On manque, en effet, partout de recul pour embrasser du regard ces grands ensembles. Nous avons donc dû nous contenter d'étudier sur le terrain les formes moyennes qui ne sont d'ailleurs nullement des formes mineures. Il s'agit de redents secondaires du front dont les dimensions, en plan, atteignent plusieurs centaines de mètres, voire plusieurs kilomètres, tandis que leur hauteur dépasse 500 m. Quant aux grands traits, nous y reviendrons lorsque, ayant acquis une connaissance suffisante des formes moyennes, nous serons amené à formuler des hypothèses concernant l'évolution morphologique des ensembles.

Nous aborderons donc, pour l'instant, l'étude des parties hautes de la cuesta géante; mais ce sont surtout les formes si originales du rebord de l'entablement qui retiendront le plus souvent notre attention. Le talus a, en effet, des formes qui varient moins d'un point à un autre; il nous intéressera surtout à cause des formations détritiques qui le recouvrent et dont nous lierons plus tard l'étude à celle des dépressions où ces formations se sont aussi accumulées.

I — L'ENTABLEMENT ET LES PARTIES HAUTES

Promontoires et reculées

A — PROBLÈMES PARTICULIERS POSÉS PAR CETTE ÉTUDE

1 — Perspective aérienne et perspective linéaire.

Il n'est pas toujours facile, nous l'avons dit, de se faire une idée exacte d'un secteur un peu étendu de la haute cuesta. On a, par exemple, une fort belle vue d'ensemble du secteur oriental du Km 32 de la route d'Orduña à Murguia. Encore faut-il qu'il fasse beau temps. On peut alors situer chaque élément à sa juste place dans un ensemble dont le tracé est assez compliqué (Carte fig. 4). Par contre, par temps gris, ou seulement légèrement brumeux, c'est à dire dans la majorité des cas, tout contraste disparaît et on peut faire de grossières erreurs d'appréciation et, par là même, d'interprétation (1).

Si l'on s'approche, à ces difficultés, provenant de la perspective aérienne, s'ajoutent celles qui découlent des aspects très variés que la perspective linéaire donne de ces formes selon l'endroit où l'on se place. On est, en particulier, toujours surpris lorsqu'on observe ce re-

(1) Les difficultés sont encore accrues pour le photographe, en raison de l'impossibilité d'éliminer le voile atmosphérique en ce qui concerne les lointains.

Fig. 5.—PEÑA D'ORDUÑA. Pointe avancée de la Peña d'Orduña (927 m), dite Peña de la Virgen (vierge monumentale).

bord d'un point de vue latéral. Même les parties qui, vues de face, paraissent rectilignes, se révèlent divisées en festons. Qui plus est, vus d'en bas et réduits à leur profil qui met en valeur l'entablement, ceux-ci en arrivent à ressembler à des dents de scie et on se demande, parfois, si on a bien affaire aux mêmes formes. Aucun saillant n'échappe à cet effet perspectif. Du fond de la dépression d'Orduña, de la route d'Orduña à Délica par exemple, les sommets 1041 et l'Iturrigorri semblent dresser des dents aiguës vers le ciel (Pl. I-A). De même, si l'on monte à la Vierge d'Orduña, les festons de la Peña qui, en plan, sont à peine marqués, paraissent aussi aigus, et l'avancée de la Vierge elle-même, vue des lacets de la route du col, a l'allure d'un promontoire (Fig. 5).

Ces effets perspectifs obligent à une prise de contact directe avec les formes, autour desquelles il faut se déplacer si l'on veut pousser à fond l'analyse morphologique. Cela conduit parfois à un véritable «alpinisme» dont on est d'ailleurs payé par la découverte d'aspects que n'auraient pas révélés les points de vue habituels. Ce secteur est d'ailleurs assez fréquenté par les excusionnistes venant de Bilbao. Au point de vue pittoresque ses formes aux proportions un peu écrasantes sont rendues moins sauvages par la verdure des pentes du talus, à peu près figées par la végétation, et par les chapeaux de nuages vaporeux accrochés souvent aux blanches tables calcaires de l'entablement. Malheureusement ce rôle de générateur de nuages de la cuesta en rend souvent l'exploration difficile, en raison de la pluie ou du brouillard.

2 — Insuffisance de la carte.

Une autre raison oblige plus qu'ailleurs à une prise de contact directe avec les formes par la recherche de points de vue variés; c'est le fait que les cartes topographiques n'expriment pas les détails du relief. Nous ne nierons pas ici l'effort magnifique et le progrès que représente, en Espagne, la carte topographique au 1 : 50.000. Malheureusement, et c'est là un trait commun avec d'autres cartes, dans d'autres pays, elle perd beaucoup de son intérêt dès qu'on aborde les régions à forte dénivellation, pour lesquelles il n'existe aucune représentation spéciale du modelé dit «de rocher». Les indications données par les courbes n'y ont guère plus de précision que celles qu'on peut attendre d'une bonne carte au 1 : 200.000. Aussi est-il diffi-

cile, et parfois impossible, de situer sur cette carte un saillant du front de la cuesta qui n'atteint pas plusieurs centaines de mètres. (2)

Un autre problème complique enfin la description de ces régions isolées; c'est celui de la toponymie. Toutes les parties hautes de ce front de cuesta, sont totalement dépourvues d'habitat et de cultures. Quelques chevaux, à moitié sauvages, parfois quelques taureaux, profitent, sans surveillance, des communaux où ils trouvent, sur les replats herbeux, une pâture suffisante. A la belle saison, quelques maigres troupeaux de moutons y stationnent aussi. On s'explique, dans ces conditions, le petit nombre des lieux dits qui figurent sur la carte. Cela se complique de la coexistence des noms basques, parfois ignorés des topographes, mais préférés par les gens du pays ou les excursionnistes.

B — LES CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DU TURONIEN

Un relief de cuesta provenant de la mise en valeur d'un contraste lithologique, il semble indispensable de commencer son étude par celle des formations superposées, de dureté différente, dans lesquelles il a été dégagé. Cependant, l'ensemble que nous étudions ayant une grande extension (60 Km. de long environ), il paraît, à priori, peu vraisemblable que la répartition des faciès, dans le sens horizontal comme dans le sens vertical, soit partout exactement la même. Disons tout de suite qu'il n'en est effectivement rien et qu'il serait donc assez artificiel de décrire un ensemble type où le contraste couche dure couche tendre soit bien tranché, avec l'intention de définir ensuite toutes les différences locales constatées par référence à cet exemple. Ce type, bien contrasté, existe cependant et a été, en particulier, décrit par R. Ciry. Vers Espinosa de los Monteros, ville située du côté opposé à celui par lequel nous aborderons la cuesta, il l'a trouvé constitué «à la base d'une épaisse série marneuse à faciès flysch» et «au sommet, d'une barre de calcaires clairs, cristallins et compacts» (3). Il a, par contre, constaté «des caractères transitionnels» entre ces deux ensembles à l'Est du méridien d'Orduña, caractères provenant de l'envahissement des calcaires supérieurs par les faciès marneux. Quant à nous, ayant été amené à étudier, de très près, les nombreuses coupes que nous fournit partout le front de cuesta entre ces deux domaines éloignés, nous avons constaté que *les passages progressifs de faciès* sont plus courants encore qu'il ne semble au premier abord, bien qu'ils le soient surtout dans la partie orientale. Aussi nous paraît-il intéressant, pour compléter la description de l'ensemble franc donnée par R. Ciry, d'évoquer dès maintenant ces faciès de transition en en donnant un exemple pris au-dessus d'Orduña. Il suffit, pour en avoir une idée très exacte, de parcourir la grand'route en lacets qui, de la ville, permet d'atteindre le col du même nom. On constate alors qu'on a affaire à un complexe marno-calcaire à faciès flysch dont le trait original essentiel est que l'épaisseur des bancs calcaires durs augmente à mesure que l'on s'élève. Aussi, alors que dans les parties basses, ceux- ci ne constituent que de fins listels séparant des moulures creusées dans les marnes feuilletées, au sommet, au contraire, le rapport étant inversé, ce sont les marnes tendres qui ne se présentent plus que comme des joints entre des dalles marno-calcaires dures dont l'épaisseur atteint plusieurs décimètres.

L'exemple ci-dessus a été choisi à la limite, en un point où les faciès de calcaires francs ont complètement disparu. Nous allons cependant montrer maintenant, en décrivant systématiquement les formes locales de l'entablement que, même là où ces faciés francs existent, le passage progressif avec les marnes du sommet du talus subsiste toujours plus ou moins.

---

(2) Nous n'avons pu avoir accès aux photographies aériennes qu'après avoir parcouru le terrain et rédigé la plus grande partie des chapitres consacrés à la cuesta. Malgré le grand intérêt que nous avons trouvé à les consulter, et les renseignements qu'elles nous ont apportés, en particulier pour l'étude des reliques d'un modelé mûr que nous évoquerons plus loin, il va sans dire que nous n'avons pas regretté d'avoir, au préalable, pris directement contact avec le terrain.

(3) CIRY R. et MENDIZABAL J. (1949). Contribution à l'étude du Cénomanien.

Aussi, lorsqu'il y a rupture de pente, celle-ci ne se situe-t-elle pas toujours au même niveau stratigrafique, comme c'est au contraire le cas lorsqu'on a affaire à un entablement formé d'une dalle unique, ou du moins d'une séquence de nature lithologique nettement différente de celle qui la précède sur le talus.

Des faciès de transition doivent aussi exister entre les couches supérieures les plus dures et les marnes coniaciennes qui leur font suite dans la série stratigraphique (4). Lorsqu'on observe la cuesta d'un point suffisamment élevé on constate, en effet, que son revers n'est point structural, comme le bord supérieur très net de l'entablement, vu d'en bas, pouvait le laisser croire. Sa surface bosselée ne semble avoir pu être modelée que dans un calcaire impur.

Nous aurons l'occasion de constater que bien des aspects de l'entablement, qu'il s'agisse de son rebord ou de son revers, sont ainsi liés, surtout dans le secteur oriental et central, à la présence sporadique des marnes ou des calcaires marneux. Il serait impossible d'expliquer certaines formes sans rappeler les différences de perméabilité et de solubilité que cette présence implique.

On se rend compte, en définitive, par ce premier aperçu, que les différences de faciés ont dû permettre la réalisation de formes assez variées au sommet de la cuesta, qu'il s'agisse de l'entablement ou de la partie haute du talus. On ne s'étonnera donc pas que nous ayons entrepris une étude régionale systématique et détaillée de toutes ces formes; il était clair, dés le départ que la variété des aspects confirmerait l'intérêt que suscitait déja l'extension peu ordinaire de la cuesta.

C — LES FORMES DE TRANSITION DE L'EXTRÉMITE ORIENTALE: DU COL À LA PEÑA D'ORDUÑA

Nous avons vu qu'à l'Est d'Orduña, les variations de faciès sont progressives du pied du talus au sommet de l'abrupt, aussi ne nous étonnerons-nous pas de ne point y trouver de véritable cuesta. On a plutôt l'impression d'y avoir affaire à un rebord de plateau calcaire, à un rebord de causse. Du côté de la dépression d'Orduña les longs versants concaves se raidissent vers le sommet et les bancs durs déterminent quelques courts paliers; mais le profil d'ensemble reste continu et sans abrupt véritable. Celui du promontoire où se dresse la vierge monumentale d'Orduña a, dans toute sa partie supérieure, une pente moyenne de 45° (fig. 5).

Quant au sommet du plateau, on pourrait croire qu'il s'agit d'une surface structurale, à en juger par les profils, au premier abord rectilignes et parallèles à la stratification, qu'on peut observer latéralement. Il n'en est cependant rien; lorsqu'on les observe plus attentivement, on constate que ces profils sont très légèrement concaves, et donc que des versants tranchent bien les couches, mais selon une pente qui diffère très peu des pendages. Ces profils révèlent un modelé très doux de la surface du plateau, contrastant étrangement avec la morsure qui, en le tranchant, l'a laissé perché au-dessus d'un abîme de 600 m. Mieux d'ailleurs que les longs versants dont la pente n'a pas plus de quelques degrés, quelques formes plus affirmées définissent parfaitement ce relief perché très doux. Nous pensons, en particulier, à un vallon situé au Sud du monument de la vierge, en arrière du Pico del Fraile (5). Ses versants dans la partie la plus raide ont une pente de 15° environ, mais l'ensemble du profil est un fond de berceau à la courbure parfaite, sans la moindre trace d'incision linéaire, et donc d'écoulement, dans sa partie inférieure. (Pl. I-B).

---

(4) D'après R. CIRY ces faciès de transition de calcaires marneux, faisant suite aux calcaires du Turonien supérieur, appartiennent aussi au Coniacien. Voir: «Les passages de faciès du Coniacien de la région des Losas» dans: Homenaje à D. Joaquin MENDIZABAL. Publication N.° 12 du Grupo de Ciencias Naturales Aranzadi. St. Sébastien 1956.

(5) Ce pic du moine n'est, d'ailleurs, qu'une pyramide résiduelle, d'une vingtaine de mètres de hauteur, conservée à quelques mètres du rebord du plateau.

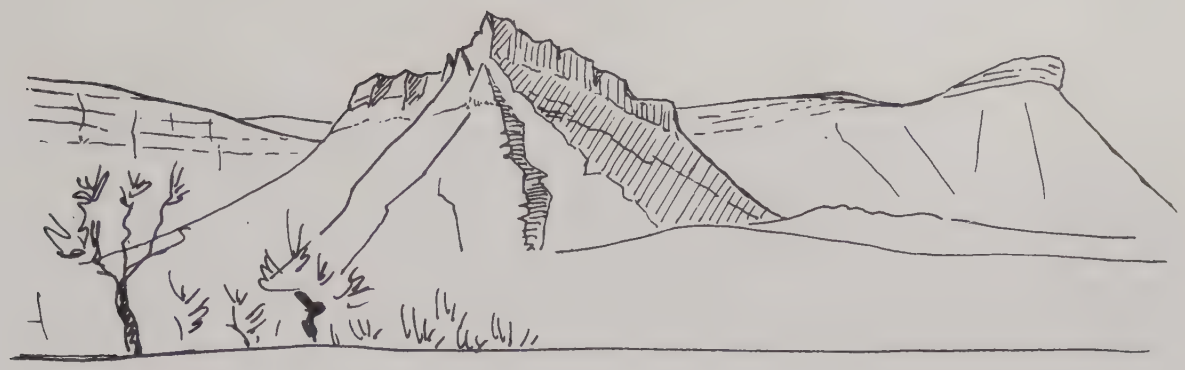


Fig. 6.—L'ITURRIGORRI. Vue de face en direction Sud-Ouest, du Km 46 de la route d'Orduña à Belandia. A l'Ouest l'Unguino vu de profil.

Que penser des formes que nous révèlent ces coupes? Bien qu'on ne puisse les étudier sérieusement qu'en les replaçant dans le contexte de l'ensemble des formes du revers, ce que nous nous proposons de faire plus tard, leurs profils sont si remarquables qu'on peut déjà se permettre quelques hypothèses concernant leur genèse. Considérant que les calcaires l'emportent dans la partie supérieure du Turonien dans laquelle sont modelées ces formes, et que celles-ci sont dépourvues d'écoulement, doit-on penser qu'elles sont essentiellement karstiques, qu'il s'agit, par exemple, de grandes dolines? Cependant, le versant, dans le détail, a l'air peu décharné, comme si les formations étaient peu sensibles à la dissolution. Le profil d'ensemble, lui-même, est d'une continuité remarquable, assez peu courante dans une doline, et la coupe ne révèle aucun karst profond dans les parties basses. Par contre, d'incontestables failles, dont les rejets sont bien visibles, peuvent expliquer l'enfouissement des eaux. Mais, en ce qui concerne les formes, lorsqu'on remarque la structure feuilletée des formations, dont nous avons signalé la ressemblance avec un faciès flysch, on peut, en fin de compte, se demander si le modelé de ce grand alvéole ou de ce vallon ne serait pas dû à des processus de désagrégation en plaquettes des marno-calcaires, pouvant s'être exercés sous des climats plus ou moins arides, chauds ou froids; ce qui expliquerait l'absence de traces d'écoulement linéaire. Une troisième hypothèse est encore possible. Faut-il, en raison de l'existence de passées marneuses entre les calcaires, penser qu'un réseau hydrographique «normal» a pu s'établir autrefois sur un ensemble assez imperméable et que les formes observées sont des formes mûres qui ne sont maintenant dépourvues d'écoulement que parce qu'il ne s'agit que de têtes de vallons perchés?

L'éventualité d'actions successives de divers systèmes d'érosion permettrait enfin de combiner toutes les explications précédentes, l'enfouissement karstique des eaux pouvant ne s'être produit qu'après qu'eurent été modelées des formes normales, et ce qu'il restait de ces dernières, après assèchement, ayant été retouché par des processus aréolaires. Il est probable qu'une explication de ce genre, faisant même peut-être entrer en jeu des épisodes morphogénétiques plus nombreux, se rapprocherait plus de la réalité. Il est, en effet, très vraisemblable que les formes observées, plus qu'un exemple typique de système d'érosion unique, soient de vieilles reliques de formes plusieurs fois retouchées, puisqu'on admet que «les cuestas dérivent généralement de surfaces d'érosion» (6) ayant réduit le relief antérieur à peu de chose.

---

(6) BIROT P. Traité de géographie physique, p. 309.

On voit que l'étude des parties hautes de la cuesta nous a placé dès l'abord en présence de formes dont nous aurons le plus grand intérêt à poursuivre plus tard l'interprétation pour essayer de comprendre les enchaînements morphogénétiques dans ce secteur, lequel pourra ainsi devenir un secteur -clef de notre domaine.

D — LE GRAND SAILLANT D'ARO ET SES BASTIONS FLANQUANTS:

L'aspect de rebord de plateau, constaté à l'Est d'Orduña et vers le promontoire qui supporte la vierge monumentale (virgen de la Peña 927 m), cesse à partir de la Peña Orduña (1039 m) et du feston suivant dit Solayera (1034 m) (7). Un peu plus à l'Ouest, les bancs durs supérieurs du Bedarbide (1041 m), bien idividualisés sur une épaisseur de plus de 50 m et dont l'abrupt subvertical domine le long talus marneux, donnent à ce redan un aspect de cuesta très classique.

Toujours plus à l'Ouest le beau promontoire de l'Iturrigorri est le premier grand bastion du saillant d'Aro (Pl. I-A et fig. 6). Il révèle des formes curieuses, surtout sur sa face est. L'entablement y est taillé très en biseau. Epais de plus de 100 m au Nord, il s'amincit jusqu'à disparaître au Sud-Ouest vers le talweg de l'arroyo de Landoño. La même coupe en sifflet des calcaires durs du sommet existe symétriquement sur la face nord-ouest du Bedarbide, de sorte qu'il semble que l'abrupt tranche presque symétriquement les deux versants d'une ancienne vallée mûre, située sur le revers et restée ainsi perchée. On se trouve en présence, en beaucoup plus grand, de l'équivalent du vallon observé près du Pico del Fraile. Mais, ici, les profils des versants mis en valeur ont plus d'un kilomètre de long. Comme dans le vallon, ils paraissent trancher selon une surface courbe parfaite toutes les assises du sommet, alors que les marches d'escalier qu'elles déterminent sur l'abrupt montrent qu'elles ne sont pas de dureté égale. Il se confirme bien qu'on a affaire à deux topographies très différentes dont la comparaison en ce point de rencontre doit pouvoir nous apporter de précieuses indications sur l'évolution morphologique de la cuesta.

Les formes de détail de l'abrupt augmentent encore le contraste observé. Non seulement la stratification s'y révèle, comme nous venons de le dire, par une série de ressauts subhorizontaux, mais, surtout, la fissuration, dans le sens vertical, y facilite la formation de cheminées qui isolent ensuite entre elles de curieuses pyramides. Celles-ci, d'abord collées à la paroi, en sont peu à peu détachées et finissent par donner des pitons isolés, véritables buttes-témoins de l'entablement. Vu de face et d'en bas l'Iturrigorri ressemble ainsi à une grosse pyramide flanquée d'une série de plus petites.

Toutes ces formes semblent provenir d'un compromis entre le modelé des marnes, sensibles au ravinement, et celui des calcaires qui, dissolution mise à part, sont détruits ici par appel au vide de fragments dégagés par divers processus élémentaires de désagrégation dont le gel. En un mot elles nous semblent caractéristiques des formations marno-calcaires relativement dures et confirment notre impression qu'on n'a pas affaire à des formations foncièrement différentes pour l'entablement et pour le talus. On en trouve encore la preuve dans le fait que, le ravinement ayant prolongé sur le talus les cheminées ouvertes dans l'entablement, les formes pyramidales qui résultent de leur recoupement sont aussi prolongées; de sorte qu'on serait souvent bien en peine de dire où finit l'entablement et où commence le talus.

Aucun ensemble ne mérite mieux le nom de bastion que la partie avancée de celui d'Aro. Vauban ne l'aurait pas renié. Un coup d'oeil sur la carte nous montrera la parfaite régularité de son plan. Son «saillant» principal triangulaire (Aro proprement dit, 1178 m) est flanqué symétriquement de deux redans moins importants: l'Unguino et le Pico del Aro.

---

(7) Les noms basques qui ne figurent pas sur la carte au 1 : 50.000 sont extraits d'une «Vista panorámica de Vizcaya» dressée par APRAIZ. Bilbao 1951.

La perspective, ici aussi, donne, selon les points de vue, des aspects fort variés de cet ensemble. Mais, les deux côtés du saillant principal étant constitués par l'abrupt très régulier de l'entablement calcaire, qui a, là, plus de 50 m d'épaisseur, ce sont surtout les «ouvrages» latéraux qui offrent un aspect particulier.

Du côté ouest, séparé du reste de la cuesta par le Port del Aro à environ 1000 m d'altitude, l'ensemble du Pico del Aro (1127 m) et de l'Aro proprement dit (1178 m) fait très château-fort, avec sa grosse tour d'angle plus large que haute.

Mais c'est à l'Est qu'on trouve un des saillants les plus curieux de toute la cuesta: l'Unguino; curieux, non seulement au point de vue pittoresque, mais parce qu'il révèle à son sommet un nouvel ensemble de formes perchées (fig. 7, et 8).

Nous avons observé des formes semblables sur l'Iturrigorri et le flanc ouest du Bedarbide. Mais ici l'indépendance du modelé du revers nous apparaît encore plus nettement et parle en faveur de son ancienneté. Non seulement on n'a pas de traces d'écoulement subaérien, mais les formes sont difficiles à rattacher à un modelé «normal» de vallées même très mûres. Il s'agit plutôt d'un grand alvéole aux pentes douces. Ses versants, inclinés de 5 à 10° dans leurs parties les plus déclives se raccordent progressivement vers le haut avec les croupes très molles du sommet du revers et se réunissent vers le bas selon une courbe au profil à peine tendu. Ce profil a été mis très nettement en évidence par l'attaque de l'entablement selon deux directions à angle droit. Les deux échancrures symétriques qui proviennent de cette attaque sont à l'origine des formes étranges de ce promontoire. Elles séparent de l'ensemble une partie de l'entablement taillée en biseau vers le revers et qui présente donc sa partie la plus épaisse vers le front. De profil, on dirait la coiffe d'une casquette militaire et de face, la toque d'un juge, bien pourvue de festons (fig. 8).

Si la genèse de ces formes pittoresques est facile à concevoir à partir de l'alvéole, celle de ce dernier nous paraît poser, encore plus nettement que sur le plateau d'Orduña ou à l'Iturrigorri, le problème de la conservation d'un modelé très ancien.

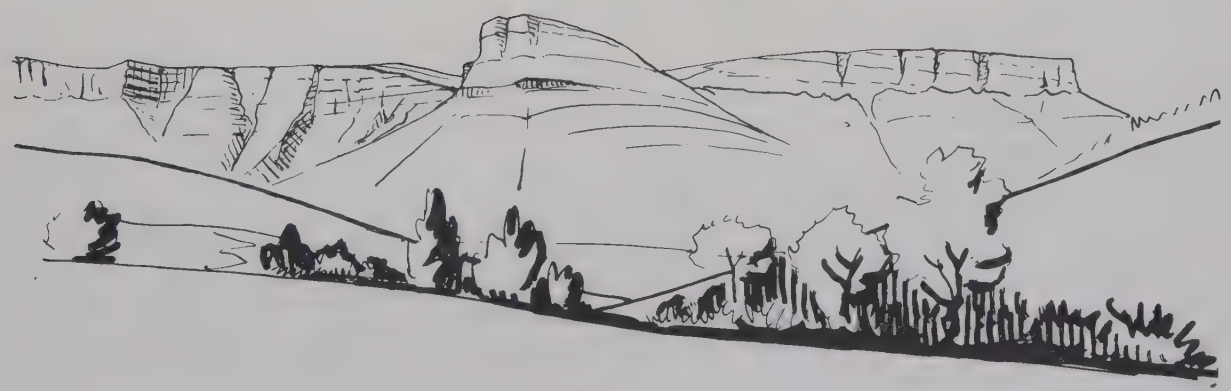


Fig. 7.—L'UNGUINO ET L'ARO.—Vue prise du Km 49 de la route de Salmanton à Luyando. Au centre l'Ungino. A droite, le saillant d'Aro (1178 m).

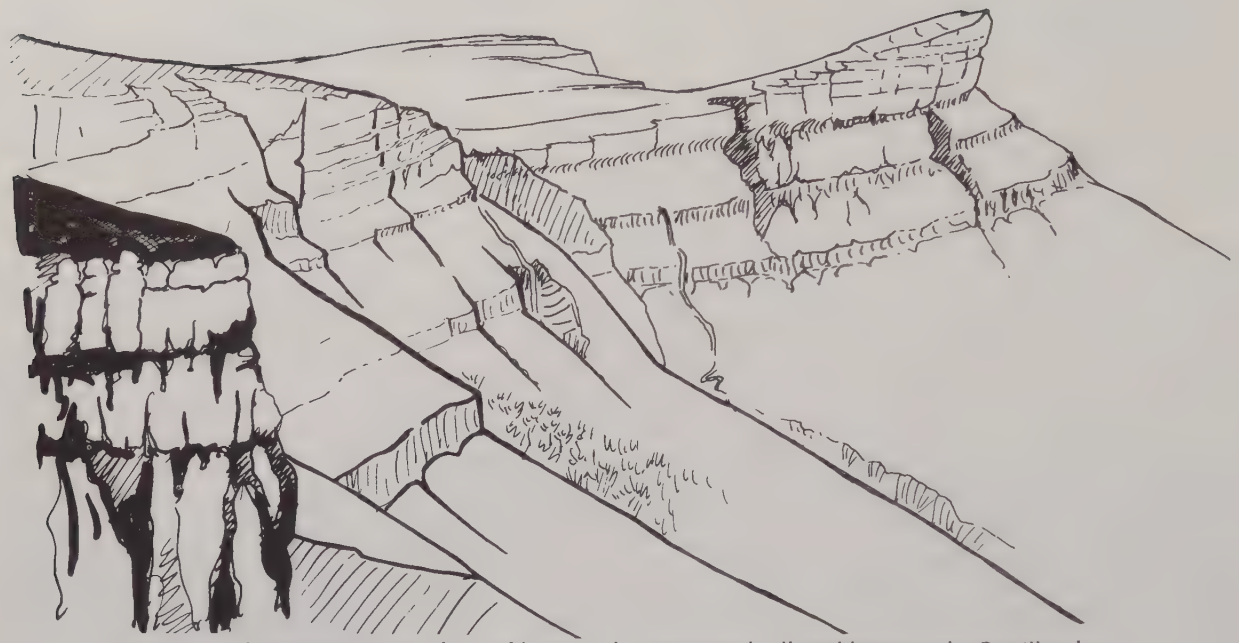


Fig. 8.—L'UNGUINO.—Vue de profil prise du sommet de l'entablement, du Portillo de Menérdiga, à l'Ouest du saillant.

E — LA RECULÉE D'ANGULO

Alors que dans le bastion d'Aro l'entablement était remarquablement net, il disparaît complètement à l'ouest du col dit «Portillo de Aro». Un peu plus loin s'ouvre un grand rentrant dont il est clair que l'absence de passées dures au sommet du Turonien a facilité le creusement. Cependant les marno-calcaires sont, dans leur ensemble, encore assez durs pour qu'on ait de belles parois abruptes, plus raides même que certaines parties du talus déjà décrites. On a ainsi une sorte de «bout du monde» d'aspect assez semblable à celui d'une reculée jurassienne.

La route d'Arciniega à Trespadernes, taillée en corniche dans son flanc ouest, permet d'observer très facilement cette reculée (8). Elle nous révèle, plus clairement encore que toutes les parties de la cuesta déja étudiées, l'existence de deux domaines étagés. Un bel à pic de 300 m sépare, en effet, du pied de la reculée, un ensemble de formes perchées bien nettes dont l'existence antérieure à l'époque du dégagement de la cuesta semble incontestable (fig. 11). Ces formes sont particulièrement mises en évidence par une belle coupe de vallon au profil en V très ouvert, présentant à sa partie inférieure une reprise d'érosion en V plus serré. Bien qu'en période de pluie ou de fonte des neiges un écoulement assez abondant, dans le talweg, alimente une belle cascade en queue de cheval, au débouché de ce vallon sur l'abrupt du front, il est peu vraisemblable qu'on puisse lui attribuer la totalité de la reprise. Les formes emboîtées seraient donc toutes les deux anciennes. Les plus ouvertes nous paraissent être l'équivalent des vallons en berceau observés à Orduña, ou de l'alvéole de l'Unguino. S'il y a eu creusement de type plus linéaire, c'est qu'il s'exerçait dans des marnes presque franches n'ayant pas laissé s'enfouir les eaux. D'autre part, la carte nous apprend (fig. 12) qu'il subsiste ici un petit bassin versant à drainage atlantique au sommet de la cuesta, tandis qu'à Orduña,

---

(8) C'est la route la plus facile pour atteindre le revers de la cuesta. Le col n'est situé qu'à 720 m. d'altitude, contre 980 à Orduña (et surtout on n'y trouve pas d'aussi nombreux passages à pourcentage élevé ni d'aussi nombreux virages en épingle à cheveux). Nous avons déjà indiqué que seules des circonstances historiques ont pu donner la priorité à Orduña.

les vallons se trouvaient vraiment dans la zone de partage des eaux et avaient dû pratiquement échapper à la reprise d'érosion linéaire observée au-dessus d'Angulo, celle-ci exigeant une concentration préalable de l'écoulement. L'intérêt de ce secteur est donc de nous montrer que nous trouverons sur le revers de la cuesta, autre chose que les formes qui, sur l'extrême rebord, paraissent mortes, parce qu'elles ont, en partie, échappé à certains épisodes de l'évolution morphologique.

F — LE GRAND SAILLANT DU CASTRO GRANDE

Le grand saillant dont la pointe est formée par le Castro Grande est, comme celui d'Aro, à peu près impossible à embrasser d'un seul coup d'oeil. Il faut tourner autour et choisir au moins deux points de vue successifs différents pour avoir une idée complète de ses formes (cartes fig. 4 et 13).

Si l'on poursuit le cheminement commencé d'Est en Ouest, on a une vue assez complète du rebord est en redescendant de la reculée d'Angulo en direction d'Arciniega. Des Km 11 à 16, on aperçoit la Sierra de Carbonilla, couronnée de calcaires durs semblables à ceux du bastion d'Aro. Ces calcaires, qui avaient disparu dans la reculée, donnent ici un entablement bien net, régulièrement divisé en petits festons que séparent des cheminées. Ces formes de détail nous fournissent l'occasion de constater, une fois de plus, l'influence des nuances lithologiques lors de la genèse des formes. Ainsi, alors qu'à l'Iturrigorri les calcaires étaient en partie marneux jusqu'au sommet et se prêtaient à un modelé continu en pyramide, du talus à l'entablement, ils sont ici très francs et résistent en porte à faux au-dessus des marnes du talus, également franches, jusqu'à ce qu'ils soient déchaussés. En somme, les eaux tombées sur l'entablement marno-calcaire de l'Iturrigorri ravinent l'ensemble, tandis que celles tombées sur celui de la Sierra de Carbonilla travaillent surtout au pied.

Le profil de l'entablement n'est interrompu qu'en son centre, au lieu dit Egaña; la belle échancrure d'un large col y atteint les marnes, ce qui laisse supposer que des formes en creux bien marquées ont été dégagées sur le revers. Par contre, le profil des parties calcaires con-

Fig. 9.—LE CASTRO GRANDE (Face Ouest). Vue d'ensemble prise d'Entrambasaguas. Au premier plan, une coupe de la blocaille ancienne. Au pied du Castro, la série des éperons témoins du talus ancien. A droite, le col de la Complacera.

servées évoque, par des, courbes encore plus ouvertes qu'à Orduña ou à l'Unguino, un modelé très ancien ou très different d'un modelé «normal».

On aura intérêt à poursuivre le cheminement par la route de rocade qui réunit Arciniega au Valle de Mena. On y aura des échappées sur l'extrémité nord du Castro donnant déjà une idée de l'impressionnant volume de l'ensemble. C'est cependant du côté ouest qu'on l'appréciera le mieux. Lorsque, venant de Bilbao par Valmaseda, on débouche à Maltrana (fig. 13) en amont de la gorge par laquelle le Cadagua s'échappe du Valle de Mena, l'énorme château qu'on aperçoit à 5 km de distance domine la dépression de 800 m (fig. 9). N'en voyant qu'une face, on n'a cependant pas, de ce point, une idée exacte de sa forme. C'est en s'approchant beaucoup plus près, en revenant en particulier vers les Km 5 et 6 de la route d'Arciniega, qu'on se rendra compte de son plan triangulaire (fig. 10). De ce point, on appréciera aussi mieux les formes de détail. On constatera que si l'entablement a, de loin, un aspect régulier, dû probablement à la bonne tenue moyenne de calcaires assez durs, il a, de près, un aspect ruiniforme, dû au fait que ceux-ci se désagrègent de façon assez irrégulière, ce qui donne lieu aux cheminées et aux festons déjà observés sur le flanc est. Des différences notables de nature lithologique se traduisent aussi par un ou deux paliers sur l'abrupt. Ils sont probablement dûs à l'existence de passées de calcaires plus marneux.

Bien que nous ayons décidé de traiter du talus à part, signalons aussi que, de ce point, on constatera l'existence de curieux témoins d'un talus ancien, protégés par une carapace de blocaille et conservés ainsi, tels des contre-forts soutenant le talus actuel jusqu'à mi-pente. Ils rehaussent de leurs formes originales cette partie du front de la cuesta, mais, surtout, ils nous apporteront des éléments de chronologie relative difficiles à trouver ailleurs.

Un autre itinéraire-clef permettant de compléter l'étude des formes du Castro-Grande est celui du col de la Complacera. Situé à l'Ouest, entre la pointe avancée et les Monts de la Peña, c'est une belle échancrure en arc de cercle faisant disparaître l'entablement sur une distance d'environ 500 m (Fig 8). On l'atteint de Medianas par un chemin muletier si bien établi qu'un tunnel a été creusé au sommet pour franchir une partie difficile. La montée permet d'observer de près les témoins du talus ancien dont nous venons de parler et de les comparer au nouveau talus dégagé en arrière. Elle permet aussi d'apprécier les caractères lithologiques des formations, soit en place, soit sous forme de blocaille sur le talus. Mais une des surprises de l'excursion est de constater, lorsqu'on arrive au col, que la partie de l'entablement qui constitue la pointe du fer de lance du Castro Grande se termine *du côte sud* par un abrupt de 50 à 100 m de hauteur. Ces formes confirment ce que celle du col d'Egaña nous avaient laissé deviner: à savoir qu'il existe sur le revers de la cuesta un modelé énergique postérieur à celui dont les formes douces peuvent être observées sur le sommet de l'entablement. Nous l'avions d'ailleurs déjà remarqué lorsque, au cours d'un premier parcours d'orientation, nous avions constaté l'existence d'une autre cuesta grossièrement parallèle au Sud à celle du Turonien. C'est un rappel utile de la nécessité d'étudier le revers de cette dernière si l'on veut comprendre la morphogénèse de l'ensemble.

G — L'ÉCHANCRURE DU VALLE DE MENA ET SA BORDURE: LES MONTS LA PEÑA

La carte au 1 : 50.000 de Villasana de Mena a groupé sous le terme général de Montes la Peña tous les sommets du bord sud de la grande dépression dite Valle de Mena. Il se trouve que ce groupement correspond à une réalité géographique, malgré l'extrême banalité du terme «peña», qu'on retrouve partout, et qui signifie «roche» ou «montagne rocheuse».

Ici sont groupés sous cette expression tous les sommets qui ne sont pas un simple rebord de cuesta, mais ont des formes plus aiguës, dues au soulèvement des couches par l'extrusion des matériaux du Trias dans la cheminée diapirique dont nous avons déjà signalé l'existence.

Fig. 10.—LE CASTRO GRANDE. La pointe (Pico del Fraile) et la face Ouest. Vue prise du talus vers la cote 500. Remarquer les deux éperons recouverts de leur carapace de blocaille ancienne.

Pourtant, du fond de la dépression, ces différences apparaissent assez peu. Il semble simplement qu'on ait affaire à un entablement plus élevé. Vus du revers, au contraire, de Castrobarto par exemple, les Monts La Peña se dressent nettement, tels un massif indépendant, au-dessus des dépressions marneuses du Sud qu'ils dominent de 3 à 500 mètres.

R. Ciry (9) a bien débrouillé la structure de cette zone, ce qui facilite l'étude de détail de ce rebord tourmenté. A l'Ouest du Castro-Grande, le dispositif monoclinal simple se poursuit jusqu'à la Peña de la Complacera, après le col du même nom. Du chemin muletier montant au tunnel, on peut, une fois de plus, observer, de profil, la taille en biseau de la dalle supérieure. Le versant qui tranche ainsi très régulièrement les assises calcaires s'incline vers la dépression de Relloso. Mais, en arrière-plan, on aperçoit déjà les dents aiguës des Monts la Peña qui font suite à l'entablement à l'Ouest. Du sommet 1120 (Menguado de Fresnillo) à la Peñalba 1244, le Turonien étant redressé à 45°, c'est à un alignement de hog-backs qu'on a affaire. Très près de là, au Sud, on retrouve au contraire, de faibles pendages, R. Ciry en a conclu que «à en juger par la brutalité du changement de plongement... il n'est pas exclu qu'une certaine indépendance existe entre la série de la crête et celle du pays qui la borde au Sud». En somme les couches de tout ce bord oriental auraient été non seulement soulevées dans le sens vertical, mais peut-être même séparées du substratum et déplacées latéralement. Ainsi la Peña Hornilla (1256 m) et la Peñalba (1244) seraient des «esquilles» de Turonien. Seule La Peña de San Mamés serait en place.

Dans le secteur occidental de ces Monts La Peña, les failles, les pendages très divers et les contacts anormaux révèlent un bouleversement tectonique encore accru. On pourrait penser que cela est dû à l'action conjuguée d'un autre diapir, celui de Salinas de Rosio qui se trouve à 10 km seulement au Sud-Ouest de celui de Villasana de Mena. Y aurait-il, entre les deux, une zone de faiblesse de la couverture? Il existe en effet un anticlinal faillé, dit de Villalacre, qui va de l'un à l'autre. Mais les auteurs de la carte géologique espagnole insistent sur l'antériorité évidente de cet accident. Il serait dû au changement de direction subi ici par l'ensemble monoclinal qui, de la direction pyrénéenne, passe à la direction Est-Ouest. La partie nord de la couverture ne s'étant pas déformée il y a eu excès de matériel vers le Sud et forma-

(9) CIRY R. (1956). Les passages de faciès du Coniacien de la région des Losas.

tion d'un pli faillé. Les remontées diapiriques seraient postérieures et «sans relation aucune avec les plissements regionaux». (10).
J. M. Ríos insiste beaucoup sur ce caractère d'indépendance totale des diapirs cantabriques (11), l'extrusion ayant en somme le caractère d'un découpage à l'emporte-pièce ou mieux, dirions-nous, d'un coup de poinçon de l'intérieur vers l'extérieur.

Nous admettrons donc que les nombreuses «anomalies» de structure constatées au Sud-Ouest du diapir de Villasana sont purement locales. R. Ciry les a analysées dans le détail. Quand on veut décrire les formes qui en résultent, on est obligé de constater qu'on a souvent l'impression d'un beau désordre, surtout quand on se trouve au fond de la dépression. C'est encore du sentier de la Complacera qu'on peut le mieux, avec du recul, noter quelques grands traits très lisibles. On constatera ainsi qu'à l'extrémité occidentale les assises de calcaire turonien plongent une première fois à 45° en direction Sud à la Lobera et qu'on les retrouve à la même altitude à un kilomètre en arrière, où, avec des pendages encore supérieurs, ils constituent les crêtes du Portillejo (1020 - 1044). L'évidence d'une structure faillée avec rejeux importants s'impose. Entre les deux éléments s'insinue le col de la Magdalena.

H — LES CONFINS OUEST: LE SEUIL DE BERCEDO

Après avoir déchiffré la structure bousculée du bord méridional du Valle de Mena, on s'étonne de retrouver, à l'Ouest, un dispositif monoclinal d'une parfaite régularité et la cuesta correspondante, avec son couronnement calcaire légèrement festonné mais absolument pas dérangé. On réalise, a postériori, s'il en était besoin, que l'hypothèse d'une simple tectonique perforante pour la remontée diapirique est bien celle qui rend le mieux compte de la localisation des anomalies dans une zone si limitée de la grande cuesta.

---

(10) Explicación de la hoja N.° 85 Villasana de Mena p. 34.
(11) RIOS J. M. (1948). Diapirismo.

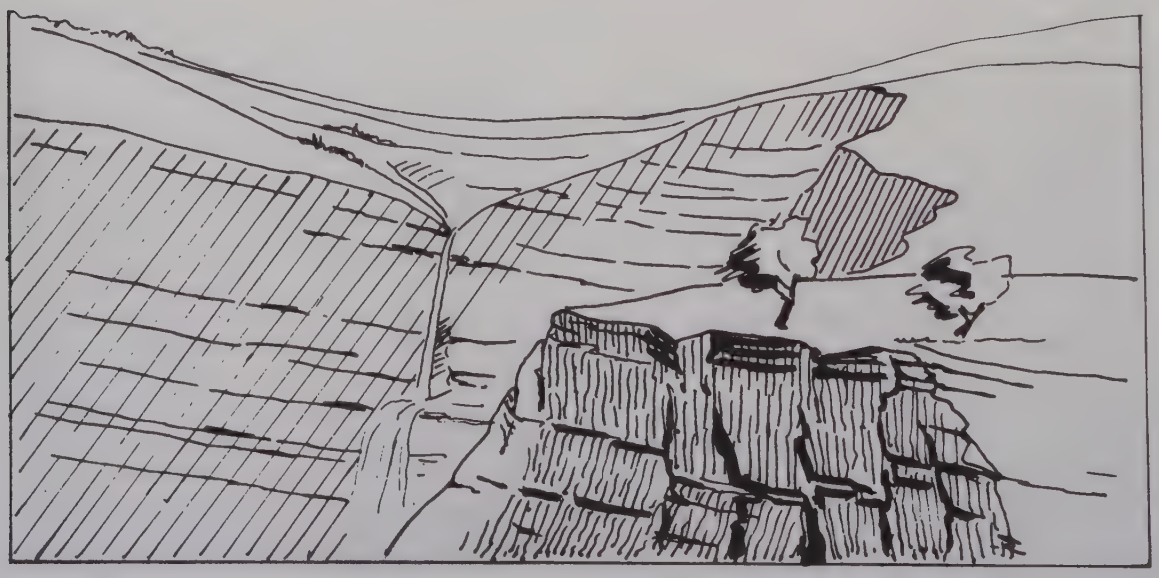


Fig. 11.—LA RECULÉE D'ANGULO.—Partie supérieure vue de l'Ouest, de la route d'Arciniega à Trespadernes. Remarquer la reprise d'érosion en V aigu dans les formes douces.

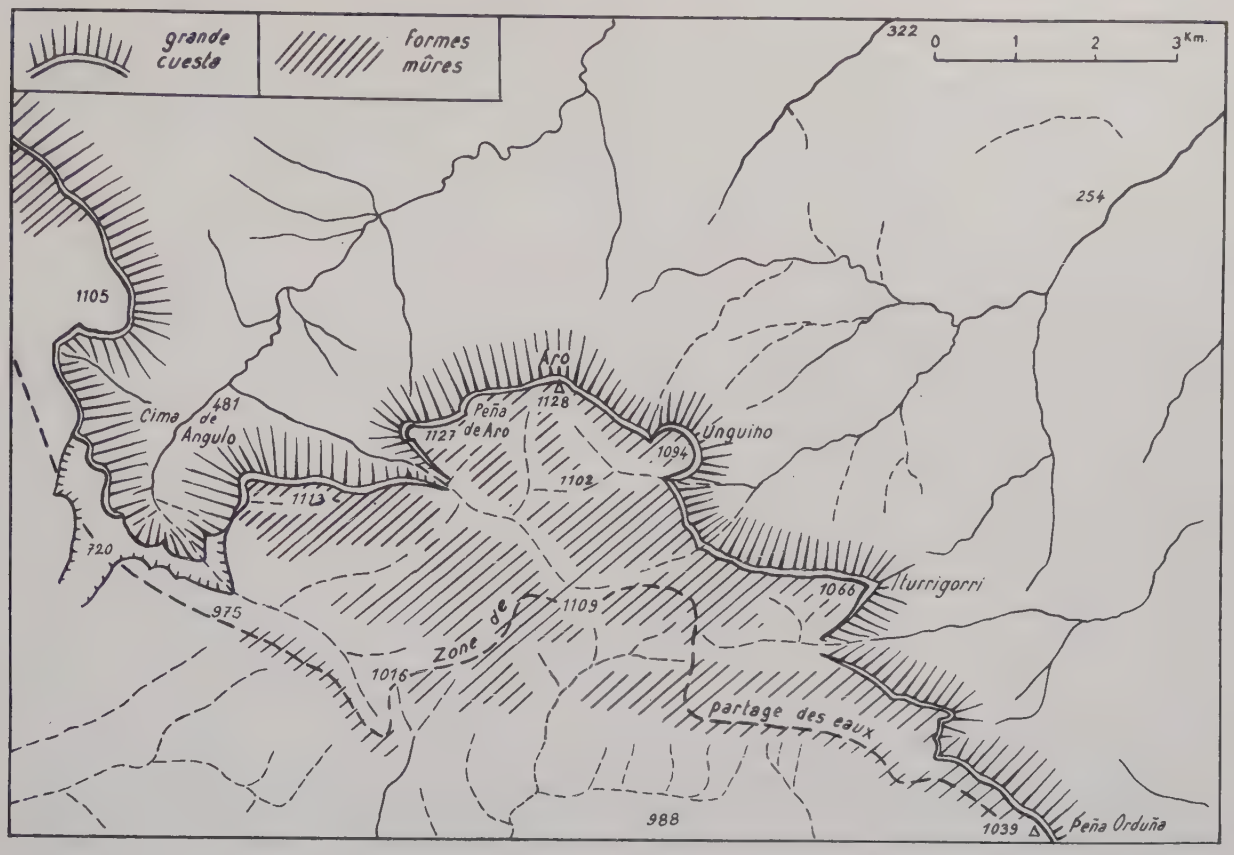


Fig. 12. LA PARTIE DU SOMMET DE L'ENTABLEMENT DE LA CUESTA DE DRAINAGE ATLANTIQUE.

A partir de Vivanco et jusqu'à Bercedo, on s'élève progressivement dans la vallée monoclinale du cours supérieur de l'Hijuela. On longe ainsi la côte à son pied sur 5 km environ et, peu à peu, elle devient moins écrasante, à mesure que diminue son commandement. Avant d'arriver à Bercedo, on passe de la vallée de l'Hijuela à un seuil subhorizontal (fig. 14). On constate sur la carte qu'il correspond à une zone de partage des eaux entre Atlantique et Méditérranée. Sur le terrain, on se rend compte qu'on a abandonné la région du gigantisme. A partir de Bercedo, entablement et pied de cuesta cessent d'appartenir à deux mondes très éloignés, l'un perché au-dessus de l'autre comme c'était le cas dans la partie centrale. Avec ses percées traversées par des rivières «conséquentes», la côte se rapproche de ce qu'on pourrait appeler une côte «classique», en se référant au schéma de De Martonne. Dans certaines de ces percées on peut enfin atteindre les calcaires de l'entablement sans escalade. Il en résulte un raccourci de l'ensemble entablement-dépression qui nous conduira à les décrire sans les séparer, contrairement à ce que nous avons fait pour la partie centrale.

Nous avons déjà dit, en effet, que nous essayerons, chaque fois que cela sera possible, de présenter des paysages et des ensembles géographiques «à l'échelle humaine», c'est à dire dans le cadre de ce qu'un observateur peut voir devant lui d'un point donné du terrain.

Mais avant d'en venir à ce secteur occidental, nous redescendrons dans les dépressions des secteurs central et oriental que nous avions justement délaissées momentanément, faute de pouvoir les étudier commodément en même temps que l'entablement.

II — LE TALUS ET LES GRANDES DÉPRESSIONS

A — LE TALUS

Nous avons, en décrivant les formes variées de l'entablement, mis l'accent sur les variations de faciès du Turonien d'Est en Ouest et sur les passages progressifs de faciès qui se situent surtout vers le sommet de la formation et déterminent, selon les secteurs, des aspects différents de la zone de jonction entre l'entablement et le talus. A l'Est, dans le secteur qui domine Orduña, la progression dans le sens vertical paraît très régulière, d'où, probablement, l'absence de rupture de pente dans le profil. Par contre à l'Ouest du saillant de la Vierge, un entablement de plusieurs dizaines de mètres s'individualise très franchement; la rupture de pente entre son abrupt vertical et le sommet du talus est très nette. A partir de là, on retrouvera partout des formes semblables à l'Ouest, sauf aux rares endroits où les couches dures du sommet ont été entièrement traversées par le modelé du revers. Ceci s'est produit essentiellement dans le secteur de drainage atlantique du saillant d'Aro, entre le Bedarbide et l'Iturrigorri, sur les côtés de l'Unguino et au col dit «portillo del Aro»; c'est aussi le cas des deux côtés du saillant du Castro Grande, aux cols d'Egaña et de La Complacera. En dehors de ces échancrures, l'entablement ne disparaît que dans la reculée d'Ahedo où le bord de l'abrupt est, comme à Orduña, constitué par des marnes.

Dans les secteurs où existe un entablement franc, c'est à dire, comme nous venons de le voir, dans la plus grande partie de la cuesta, le sommet du talus a, sur plusieurs dizaines de mètres, une pente qui s'écarte peu de 35° et diminue ensuite très progressivement. Ce profil rappelle celui des éboulis de gravité et, bien que sur ces parties hautes ne subsiste qu'un mince feutrage de blocaille, sous un sol mince, et quelques traînées actuelles, il semble évident qu'on a affaire à un versant réglé (versant de Richter). Ce modelé est particulièrement net sur le long versant qui réunit, presque en ligne droite, l'Iturrigorri et l'Unguino (Pl. II - B), bien que quelques ravines en altèrent la perfection; il a été élaboré sur les marnes calcaires assez dures et surtout de faciés uniforme qui se trouvent sous les séquences dures de l'entablement. Au contraire, dans les parties où le passage est moins brutal bien que les marnes du sommet se rapprochent beaucoup des calcaires (Peña de la Vierge, ou socle de la pointe de l'Iturrigorri proprement dit), les pentes restent plus raides (40 à 50°) et ne sont pas réglées.

Les parties basses du talus sont plus difficiles à observer que les parties hautes et ceci pour plusieurs raisons. La principale est que le pied de la cuesta est divisé par de nombreux petits cours d'eau anaclinaux en une série de croupes dont le profil, qui est maintenant celui d'un interfluve, n'est pas forcément le même que celui du talus dont il provient. D'autre part, dans les parties où les dépressions diapiriques ont été dégagées juste au pied de la cuesta (Orduña et Valle de Mena) le bouleversement des couches rend souvent confus le modelé des parties basses. Cependant, même en dehors de l'étude de leurs formes morcelées, ces parties basses sont, à priori, d'un grand intérêt, car, si la couverture détritique des parties hautes est réduite, on peut supposer que la blocaille ancienne a dû s'accumuler au bas du talus et y est peut-être encore en partie conservée. A ce point de vue, les dépressions diapiriques nous ont paru constituer des secteurs privilégiés car, ayant été plus évidées lors du dégagement de la cuesta, elles ont constitué ensuite, en ce qui concerne les dernières étapes de la morphogénèse, des sortes de niveaux de base locaux.

L'étude comparative des deux dépressions nous ayant révélé un ensemble beaucoup plus complet dans le Valle de Mena, c'est à celui-ci que nous nous sommes particulièrement interessé.

B — LA DÉPRESSION DU VALLE DE MENA

La dépression du Valle de Mena a déjà retenu notre attention en raison de la façon dont elle met en valeur le front de la cuesta et surtout l'étonnant Castro Grande. Son étendue paraît d'autant plus anormale qu'il n'existe pas de dépression monoclinale véritable au pied du reste du secteur central.

1 — Le cadre structural: une ancienne cheminée diapirique

Le cadre des études géologiques ayant longtemps été provincial, le Valle de Mena, aux confins de deux provinces, n'a été étudié sérieusement ni avec la Biscaye ni avec la Castille.

On peut considérer que la première étude géologique détaillée de la région date de 1947 (12). Elle a été reprise dans la feuille N.° 85 (Villasana de Mena) de l'Instituto geológico y minero de España. Entre temps J. M. Rios, dans un article de synthèse sur le diapirisme (13), avait donné de la genèse de la dépression une interprétation cohérente qui servira de base à notre rappel du cadre structural.

Pour cet auteur, le diapir de Villasana de Mena est «un des exemples les plus typiques de cheminée saline». Il estime qu'il s'agit d'une tectonique perforante «sans aucune relation avec les plissements régionaux», «phénomène d'isostasie dû à l'énorme poids de la très puissante série crétacée». «La masse plastique du Keuper déplacée vers les bords du sillon cantabrique après le plissement principal s'est ouvert un chemin vers la superficie dans la zone où l'épaisseur du crétacé inférieur diminue brusquement».

Nous avons déjà signalé, en décrivant l'entablement, que l'hypothèse de cette grande cheminée paraissait justifiée, du côté sud et sud-ouest, par le dérangement des couches redressées jusqu'à la verticale, brisées, ou même, séparées complètement du substratum. La constatation de ce bouleversement tectonique, limité cependant localement, puisqu'on retrouve très près de là, au Sud et au Nord, des pendages très réguliers et très faibles, justifie pleinement l'hypothèse d'une tectonique perforante. L'extrusion a été très nette, puisque les couches supérieures sont très redressées. On n'en est que plus étonné de constater qu'à la place de ce qui a dû être un énorme «champignon diapirique», dont la tête était formée des matériaux retombant au-dessus de ces couches, on n'a plus qu'une dépression, la plus importante de toute la région que nous étudions. Cette étonnante inversion de relief a été évidemment rendue possible, d'une part par l'état de division des matériaux du Crétacé, qui de plus, ont été «digérés» lors de la remontée avec les roches salines du Keuper (les calcaires ont donné des cargneules), d'autre part par la dissolution des masses de sel contenues dans le Trias lui-même. Cependant, ce déblaiement n'a pu se réaliser que dans le cadre du dégagement de l'ensemble de la cuesta. Nous évoquerons plus tard cette étape de l'évolution morphologique, mais on peut, dès à présent, vérifier en observant la position de la dépression par rapport aux bandes de terrains dures et tendres qui se succèdent dans notre zone monoclinale, que le diapir ne pouvait être vidé profondément qu'à condition que l'érosion différentielle attaquât, en même temps, la bande tendre des marnes du Turonien. Du côté nord, d'ailleurs, la dépression n'est pas limitée à l'emplacement de la cheminée. Le rebord de celle-ci est simplement marqué dans la topographie par une ceinture de buttes qui domine le reste de 150 m environ. Il s'agit d'esquilles du Crétacé inférieur que la colonne triasique a entraînées dans son ascension. Elles forment maintenant un alignement continu, sorte de hogback plus ou moins net, allant de Hoz de Mena à Santiuste. Mais c'est à Vivanco, où passe la route, qu'on réalise le mieux le contraste entre la bordure et le centre du diapir. Les couches subverticales dures y déterminent une marche d'escalier que la route escalade par une pente raide pour sortir de la dépression et atteindre un

---

(12) RIOS, J. M., ALMELA, A. y GARRIDO, S. (1947). Contribución al conocimiento de la geología cantábrica.
(13) RIOS, J. M. (1948). Diapirismo...

vallon mort barré par les mêmes couches (Carte fig. 4).

Il est probable que l'Hijuela, qui draine à l'Ouest la dépression monoclinale, atteignait autrefois le Valle de Mena par ce vallon, mais, qu'à un moment donné, il lui a été plus facile de creuser vers le Nord-Est dans les marnes turoniennes où le travail avait pu lui être préparé par un autre cours d'eau. Ceci ne l'a, d'ailleurs, pas empêché de rejoindre un peu plus loin la dépression diapirique par une gorge étroite, en un point où, au lieu de rencontrer, comme à Vivanco, une barre solide du Crétacé inférieur, il a pu s'insinuer entre deux esquilles. C'est un exemple de modifications locales du réseau hydrographique, survenues lors du dégagement progressif de la dépression diapirique et dont les traces sont encore bien visibles. Il est probable qu'une étude plus attentive, à laquelle nous ne nous sommes pas livré, permettrait d'expliquer d'autres traits de ce réseau.

Il est aussi possible que cette adaptation à une structure anarchique se soit poursuivie dans le cadre mouvant d'une tectonique saline continue. J. M. Ríos pense avoir trouvé une preuve de cette continuité dans le fait que les couches du rebord nord sont non seulement rebroussées mais déversées vers l'extérieur. Ces déversements démontreraient la continuité du mouvement ascendant de la colonne saline, même après que l'érosion eût dégagé les premiers matériaux tombés autour d'elle en champignon. Il est vrai qu'il pourrait aussi s'agir, nous semble-t-il, de l'affaissement des couches précédemment soulevées à la verticale, consécutif à l'enlèvement par l'érosion des couches tendres qui les soutenaient.

Quand on abandonne les formes marginales du diapir, faciles à interpréter en raison de la nature de l'accident, on tombe au centre, dans un chaos où il est souvent bien difficile de faire la part des matériaux du Trias et de ceux du Crétacé. Le Trias manifeste surtout sa présence par la couleur vive de certaines marnes et argiles, le plus souvent rouges ou bigarrées, et par de nombreuses cargneules très caverneuses, grises et jaunâtres, surtout répandues sur le bord nord, où on les aperçoit dans toutes les murettes. L'ophite ne manque pas, mais on ne la trouve, le plus souvent, que sous forme de morceaux épars dans les champs.

Deux buttes importantes (Altollano et butte 450) divisent la dépression en deux bassins de plusieurs kilomètres carrés réunis par le Cadagua. Ces bassins sont remplis de dépôts alluviaux dont l'épaisseur atteint, par endroits, plusieurs mètres. L'enlèvement facile des matériaux brisés de la cheminée a permis l'établissement de ces petites plaines de montagne; elles ont servi de relais aux matériaux du Crétacé venus de l'amont et provenant en grande partie des Monts d'Ordunte.

L'étude de tous ces dépôts est à priori intéressante. Nous avons cependant borné notre enquête à la partie aval de la dépression située en marge du diapir. Nous tenions à éliminer ainsi les facteurs d'erreur tels que: couches non en place, matériaux hétérogènes provenant de l'extrusion, rejeux tectoniques récents, etc...

A l'étude de la dépression nous avons joint celle du talus du Castro Grande qui la surmonte et devait, semblait-il, avoir fourni, localement, une partie des matériaux du remplissage. Au premier abord, ce remplissage paraissait, d'ailleurs, assez exceptionnel, car il s'agit, pour une bonne partie, de tufs et de travertins constituant une nappe subhorizontale épaisse, tandis que de la blocaille calcaire roulée n'apparaît qu'au dessous. La blocaille, cependant, ne manque pas sur le talus, où nous avons pu constater qu'elle a un faciès assez particulier dans des placages conservés en interfluve.

2 — Les formations d'interfluve sur les restes d'un talus ancien

La présence de placages de blocaille ancienne, conservés sur les interfluves séparant les vallons obséquents qui disséquent le talus de la cuesta, nous a été révélée, par les coupes que détermine la tranchée de la voie ferrée de Bilbao à La Robla dans la partie inférieure de ce talus, en particulier au Sud-Ouest de Menamayor, entre les km 269 et 270, et au Nord-Ouest de Covides, entre les km 267 et 268 (Carte fig. 13).

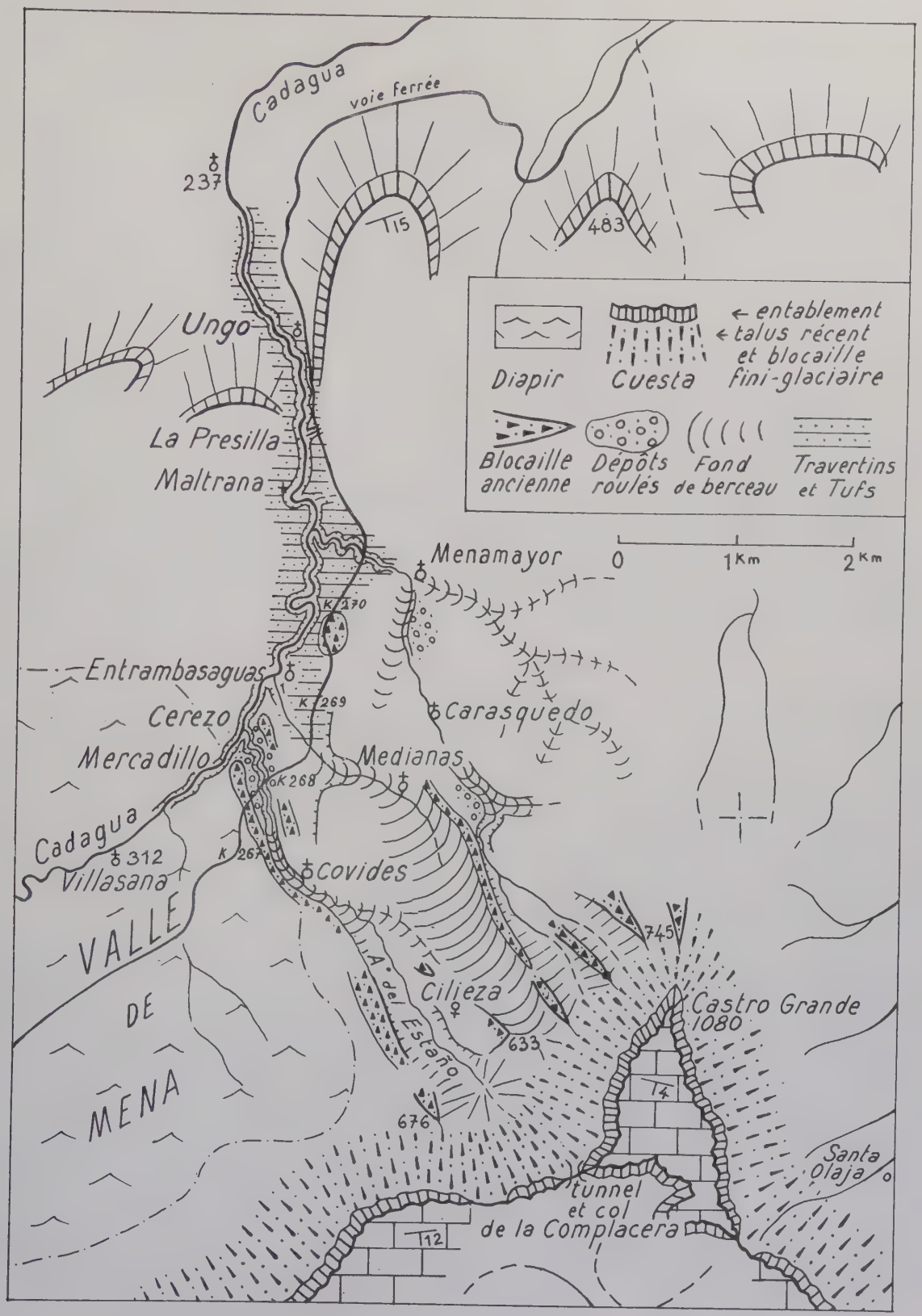


Fig. 13.—CARTE MORPHOLOGIQUE DU TALUS DU CASTRO GRANDE (Valle de Mena).

Il s'agit de blocaille calcaire, ou marno-calcaire, issue du front de cuesta, dont l'hétérométrie est grande puisqu'on y trouve depuis l'éclat de quelques centimètres, ou même le grain de quelques millimètres, jusqu'au bloc de plusieurs décimètres dans sa plus grande dimension (Pl. II-A) et, exceptionnellement, en dehors des coupes que nous venons de citer et plus haut sur le talus, des blocs atteignant ou dépassant le mètre. Une matrice argileuse assez abondante, de couleur jaune clair, emballe le tout. La blocaille est anguleuse et ses arêtes sont, ou ont été, vives. Il semble que le gel ait joué le rôle essentiel dans son élaboration, pour le moins en ce qui concerne les éléments de calibre moyen et petit. Ceux-ci ont, en effet, les caractères que plusieurs auteurs, qui se sont particulièrement intéressés à la cryoclastie, attribuent aux éclats de gélivation de roches calcaires: aplatissement marqué, faces courbes, parfois conchoïdales, «en cupule». L'émoussé de ces éléments est réduit, sauf en quelques points dont nous verrons plus tard qu'ils doivent être en marge des interfluves et que les formations y ont donc été remaniées. Si les petits éléments sont souvent plus émoussés que les grands, ils ne sont pas vraiment roulés; il est d'ailleurs difficile de faire la part d'un frottement réduit, ou même de la dissolution, dans un ensemble qui comporte une part importante de marno-calcaires assez tendres. L'absence totale de classement des éléments durs dans la masse vient confirmer des déplacements relatifs réduits de ceux-ci. Le faciès d'ensemble rappelle celui d'une *coulée boueuse*.

En dehors des coupes, ces formations sont révélées par les accumulations de blocs et surtout les murettes, construites pour en débarasser les champs, et qui bordent souvent les chemins. Ces empilements se poursuivent tout au long des interfluves, et révèlent l'existence de traînées continues sur le talus de la cuesta. L'une des plus belles est recoupée par la route au Sud-Est de Medianas et peut être aisément suivie en amont sur plus de deux kilomètres. Une autre est située sur la rive gauche de l'arroyo del Estaño et est particulièrement bien conservée de Covides à la cote 676.

Tous ces placages de blocaille ont pour trait commun de se terminer en pointe en direction du front de la cuesta et à une altitude d'environ 700 m, soit à 300 m environ du sommet de l'entablement. Cette pointe, sur laquelle reste souvent perché un chaos de gros blocs, se détache en relief au pied du talus actuel (14) auquel elle est reliée par un pédoncule, crête étroite formée par la rencontre des versants de deux vallons obséquents (fig. 15 et Pl. III-A). L'interprétation de ces formes ne semble pas présenter de difficulté. Ce sont les restes d'un ancien talus. Au cours de l'évolution morphologique qui a conduit au recul de la cuesta, ce talus a été buriné par des torrents obséquents. La coalescence de leurs petits bassins amont a conduit à la séparation complète de l'entablement des restes couverts de blocaille conservés plus bas en position d'interfluve.

Nous avons pu, dans le seul secteur que nous avons choisi sur le flanc ouest du Castro Grande, étudier six de ces éléments de talus aux formes caractéristiques pyramidales. Mais, les incisions des torrents obséquents n'étant pas réparties avec une régularité parfaite, il existe, en plus de ces grandes formes, des formes plus réduites, s'arrêtant à des altitudes inférieures, ainsi que des placages isolés, parfois difficiles à repérer. On peut avoir une excellente vue de l'ensemble en l'observant de Maltrana, sur la route venant de Bilbao par Valmaseda (fig. 9). De loin, ces reliefs avancés ont l'allure de pyramides dont la base triangulaire serait collée sur le talus récent; l'une des faces étant recouverte de blocaille et les deux autres constituant les versants des vallées anaclinales. Les parties conservées de la carapace de blocaille s'étant comportées un peu comme une couche dure, l'ensemble des pyramides rappelle aussi les séries de pointes de fer à repasser que les ruz découpent dans certains flancs d'anticlinaux.

---

(14) Nous entendons par talus actuel celui qui est en relation directe avec l'entablement, bien qu'il soit à peu près figé par la végétation, sur laquelle seuls quelques très minces rideaux d'éboulis se constituent actuellement.

PLANCHE II

A — La blocaille cryoclastique au pied du talus ancien du Valle de Mena.

B — Versant réglé du sommet du talus de la cuesta — Vue prise de l'Unguino en direction de l'Iturrigorri.

Il reste indispensable d'observer ces formes en choisissant d'autres points de vue, en particulier d'amont en aval. On peut le faire facilement en parcourant le sentier muletier qui, de Medianas, permet d'atteindre le col de La Complacera, en passant par le hameau de Cilieza. Des lacets tracés sur le talus récent on constatera d'abord que ce hameau se trouve placé sur un véritable *glacis* (Pl. III-B). Celui-ci est limité à l'Ouest par l'arroyo d'El Estaño, torrent encore vif actuellement, quoique au débit hors de proportions avec le ravin profond dans lequel il coule. A l'Est un abrupt limite aussi le glacis, mais il ne domine qu'un vallon en fond de berceau dépourvu d'écoulement. Au Sud enfin, le glacis est complètement séparé du talus actuel par un autre vallon se raccordant avec le précédent. Les formes de cet élément de talus ancien ne correspondent donc pas exactement au type général que nous avons défini. Sa partie amont n'est pas taillée en pointe et le pédoncule a disparu pour faire place à un interfluve peu marqué entre l'Arroyo d'El Estaño et le vallon en fond de berceau. Ces différences doivent être dues à une évolution plus avancée des bassins amont des torrents. Elles mettent en valeur l'élément de *glacis* conservé, remarquable par sa perfection. Il semble peu couvert de blocaille ancienne, mais cela provient de la mise en culture qu'a permis sa planéité, alors que les autres éléments sont boisés.

On pourra aussi observer de près les sommets des pyramides en parcourant, du point atteint, le talus actuel en direction Nord-Est, à peu près le long de la courbe de niveau 800. L'un des plus caractéristiques, et en même temps des plus curieux, est celui qui est situé entre les deux ravins qui convergent vers Carrasquedo. Il est surtout remarquable par le chaos de blocs énormes restés perchés à son extrême pointe (fig. 15). Sur d'autres éperons, en effet, la blocaille ancienne conservée est moins hétérométrique, et, de ce fait, plus dissimulée par la végétation. On ne peut nier son ancienneté, reconnaissable à la façon dont la dissolution karstique a arrondi les arêtes des éclats qui se trouvent en surface, cannelé même les blocs un peu gros dans le sens de leur plus grande pente actuelle. Mais on pourrait parfois douter de son origine, penser qu'elle ne provient pas de l'entablement, mais plutôt d'une passée calcaire intercalée entre les marnes du talus, et qu'elle est donc plus ou moins en place. L'éperon dégagé par les

Fig. 14.—LE SEUIL DE BERCEDO.—Contraste entre le défoncement du côté atlantique et le «plancher» subhorizontal de la dépression monoclinale conservé dans la zone de partage des eaux.

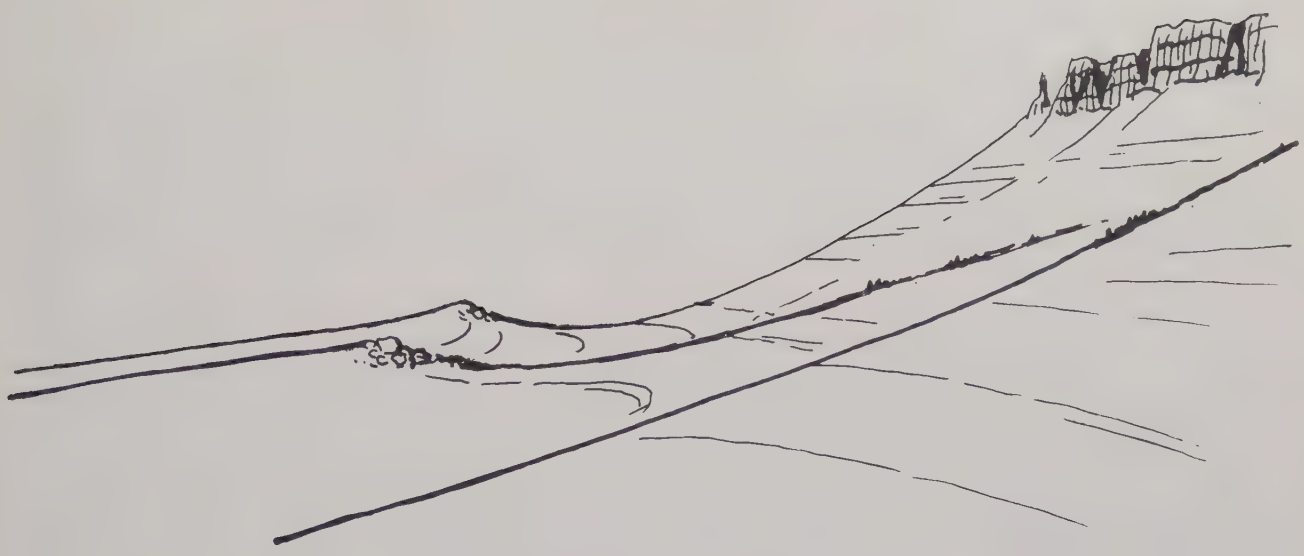


Fig. 15.—CASTRO GRANDE. Détail de deux éperons, restes du talus ancien, vus de profil.

arroyos de Carrasquedo ne laisse aucun doute à ce sujet. Les blocs énormes qui le couronnent ne peuvent provenir que de l'entablement. Ils sont situés dans des positions qui rendent invraisemblable leur appartenance aux couches du talus. Aucune continuité n'existe; stratification et diaclases suffiraient à le prouver, même si la nature des roches sous-jacentes était la même, ce qui n'est pas le cas. Mais, d'autre part, leur mise en place ancienne sur un autre talus ne fait aucun doute, car, à côté de nombreux blocs de 50 cm à 1 m, on aperçoit une véritable meule de moulin de 5 à 6 m de diamètre, placée de champ; de telle sorte que, s'il est absolument impossible qu'elle provienne de la roche en place, il est encore moins vraisemblable qu'elle se soit détachée de l'entablement à son stade actuel pour aller se placer en équilibre au sommet d'une pointe à 300 m en contrebas.

On s'étonnera peut-être que nous insistions sur des traits aussi évidents. C'est que des confusions sont parfaitement possibles en d'autres points du talus. Ainsi, au Sud-Ouest d'Orduña, des faciès marneux plus durs donnent, à mi-pente, quelques épaulements qu'on pourrait confondre avec nos pyramides. Il semble que ce soit à la même passée qu'on doive toute une série de buttes situées à environ 1 km 5 en avant de la cuesta. Mais si certaines, en avant de l'Iturrigorri par exemple, peuvent prêter à confusion, le plupart ont plutôt l'allure de croupes allongées dont le sommet plat rappelle le caractère structural. Elles sont probablement à rattacher aux passées dures qui donnent une véritable avant-cuesta à 5 km au Nord. Il ne s'agit donc nullement des restes d'un talus ancien. Nous avons par contre trouvé, à une altitude plus élevée, quelques placages rappelant ceux du Valle de Mena. Ainsi, au pied de l'Unguino, des chaos de gros blocs placés en traînée selon la ligne de plus grande pente du talus pourraient bien être des restes de carapace ancienne.

Quoi qu'il en soit, les faits exposés précédemment concernant le Valle de Mena ne prêtent pas à confusion. Il paraît incontestable qu'on y a affaire à un talus ancien disséqué postérieurement. Or l'intérêt de ces formes emboîtées et des formations corrélatives paraît tel pour la compréhension de l'évolution morphologique en Biscaye qu'il convient d'essayer d'apporter des précisions les concernant. La partie la plus ancienne de l'ensemble étant le talus disséqué, c'est de sa genèse qu'il convient d'essayer d'abord de se faire une idée.

3 — La genèse du talus ancien

Le problème de la genèse du talus ancien nous paraît pouvoir être envisagé de deux points de vue différents. On peut se contenter d'étudier ce talus en lui-même, ou, considérant qu'il est le témoin le plus ancien que nous possédions de la mise en valeur de la cuesta, on peut se demander si son étude peut nous éclairer sur la genèse de l'ensemble des grandes formes en creux auxquelles on doit cette mise en valeur. C'est cette dernière attitude que nous adopterons, en accord avec le but que nous poursuivons: la compréhension de la genèse de l'ensemble des formes.

Si l'on se réfère surtout à sa couverture, dans laquelle existent de nombreux éléments paraissant d'origine cryoclastique, on est enclin à attribuer la genèse du glacis à des processus de type périglaciaire avec coulées de solifluction. L'argument essentiel pour adopter ce point de vue est: «le transport anormalement lointain de blocs anormalement gros sur des pentes anormalement faibles» (15). On trouve, en effet, sur ce glacis, des blocs dont la plus grande dimension atteint le mètre, à plus de deux kilomètres de l'entablement et sur des pentes de 6 à 7° degrés seulement. On ne trouve, par contre, dans les restes observables, aucune trace de cryoturbation, mais on sait qu'il existe des coulées de blocaille «amorphes» (16) et, de toute façon, on peut admettre facilement que dans le secteur étudié, les coulées, à mesure qu'elles perdaient de l'altitude, prenaient le caractère d'une simple coulée boueuse en raison du réchauffement de la température.

Il existe cependant, dans la couverture du talus, quelques secteurs comportant des matériaux durs ne paraissant pas avoir été transportés dans des coulées. On trouve ainsi, au bas des pentes, des éléments de quelques centimètres aux arêtes très émoussées; certains, nettement roulés et rassemblés dans des poches, parfois même stratifiés, peuvent être observés dans la tranchée du chemin de fer, au Nord-Ouest de Covides. Leur interprétation est très délicate. Ils pourraient provenir de remaniements postérieurs à la mise en place de la couverture du glacis, car ils sont situés en amont du confluent de l'Arroyo del Estaño et du Cadagua, confluent où existent des cônes alluviaux emboîtés; cependant leur position ne permet pas de les rattacher avec certitude à ces cônes. Ils s'intercalent, en effet, au milieu d'une formation à blocs et éclats anguleux du même type que celle de la couverture décrite précédemment, sans qu'on puisse discerner clairement des superpositions ou des emboîtements continus; l'ensemble évoque une formation torrentielle avec lentilles d'éléments fins constituées au gré du déplacement des courants. Faut-il alors se demander si la couverture, au lieu d'avoir été mise en place par des coulées de solifluction de type périglaciaire l'aurait été par des épandages de type subaride chaud. On notera, il est vrai, que les nids, les paquets, ou les lames de graviers existent aussi dans les coulées de solifluction, en raison du fait que «les vitesses des éléments sont différentes suivant leur coefficient de frottement propre» (17). Quelques doutes subsistent cependant et s'accroissent lorsqu'on se replace dans le cadre plus général du dégagement de l'ensemble des formes en creux dont le talus ancien ne serait que le dernier témoin. On se demande alors dans quelle mesure le *façonnement* du glacis peut être porté à l'actif de la solifluction.

S'il ne nous paraît pas invraisemblable que les coulées puissent participer au modelé d'un versant établi sur les marnes (18) nous ne pensons pas que le processus d'ablation puis-

---

(15) BIROT. P. au Colloque du Quaternaire organisé par le CNRS à Lyon (1952) p. 94.
(16) TRICART, J. Le modelé périglaciaire p. 145.
(17) TRICART. J. Ibid. p. 107.
(18) DE VAUMAS E. (1963). Sur la succession des processus géomorphologiques en Mediterranée... et: Sur les caractéristiques morphologiques des versants périglaciaires.

se se poursuivre durant de longues périodes, sauf dans le cas où le pied du versant est régulièrement débarrassé des matériaux soliflués qui, sans cela, l'ennoieraient. Il ne nous semble pas que cela soit possible avec la seule aide de l'eau provenant de la fonte annuelle des neiges sur le versant. Il est vrai qu'ici, un cours d'eau provenant de la partie amont de la dépression du Valle de Mena pouvait exister à la même époque, mais on ne peut guère concevoir un climat froid fournissant successivement de la blocaille en abondance, grâce à l'action du gel sur des versants découverts et un écoulement abondant grâce à la fonte d'une couverture épaisse de neige. Les auteurs qui se sont particulièrement intéressés au milieu périglaciaire ont d'ailleurs signalé le rôle, généralement réduit, qu'y joue l'écoulement concentré (19), sauf en montagne, et il est difficile d'admettre que l'ensemble de la dépression monoclinale située près de la cuesta ait pu fournir un volume d'eau comparable à celui que fournit un bassin intramontagnard.

Ne pourrait-on alors invoquer l'aide de la pluie? Cela conduirait à reprendre l'hypothèse proposée par P. Birot en ce qui concerne les glacis d'érosion en roches tendres situés à la limite septentrionale du monde méditerranéen (20) et reprise dans son Précis pour expliquer l'élaboration de glacis du même type au Sahara, hypothèse venant à l'appui de celles faites par J. Dresch dans le Grand Atlas marocain et par plusieurs autres auteurs dont les travaux concernent l'Afrique du Nord (21), (22). Sous un climat sub-aride chaud à hivers froids, les glacis auraient été façonnés par «un écoulement en nappe alimenté, au printemps, par la fonte des neiges et des averses brutales« (23). Une hypothèse de ce genre rendrait peut-être compte des faits, un peu contradictoires, observés dans notre région, étant entendu, cependant, qu'il ne s'agit pas d'établir des synchronismes précis entre les deux domaines. Pour essayer de déterminer à quelle époque pourrait se situer un épisode de ce genre dans le nôtre, il importe surtout de considérer qu'il a été suivi d'un ou d'une suite d'épisodes de creusement linéaire énergique dont de profonds vallons sont les témoins et qu'on ne peut guère situer qu'à l'époque glaciaire.

A notre latitude, et si près de la mer, ce creusement devait être le fait des eaux provenant de la fonte annuelle de neiges abondantes mais non persistantes (24). La disparition périodique de la couverture constituée par cette neige pouvait certainement faciliter l'action du gel une partie de l'année, mais il est peu probable que ce soit la blocaille de cette période qui nous ait été conservée sur des éléments de glacis dont nous avons vu qu'ils n'ont pas tardé à être isolés topographiquement de l'entablement. On ne peut, à plus forte raison, penser qu'il s'agit de la blocaille correspondant à la période, toujours froide mais plus sèche, par laquelle semblent se terminer généralement les épisodes glaciaires, car cette dernière blocaille a été mise en place au moment où le creusement des vallons en contrebas du glacis était encore plus avancé. Il faudrait, pour soutenir ce point de vue, adopter une hypothèse du genre de celle proposée par J. Masseport pour les glacis des Alpes (25). Ceux-ci, hérités d'une période semi-aride interglaciaire, auraient été incisés au début de la période froide, puis les formations cryoclastiques auraient rempli la totalité des incisions, débordant ensuite sur le glacis. Cette hypothèse ne nous paraît guère convenir dans notre région où la disproportion est grande entre l'ampleur

---

(19) TRICART J. (1963). Géomorphologie des régions froides p. 129 et p. 136.

(20) BIROT P., LHENAFF R.; et MONTEUX P. (1958). Recherches sur la limite septentrionale des glacis...

(21) DRESCH J. (1941). Thèse p. 627.

(22) DRESCH J., JOLY F. et RAYNAL R. (1961). Evolution des versants et creusement à la bordure nord-occidentale du Sahara. Bull. Ass. Geogr. Fr. pp. 58-63.

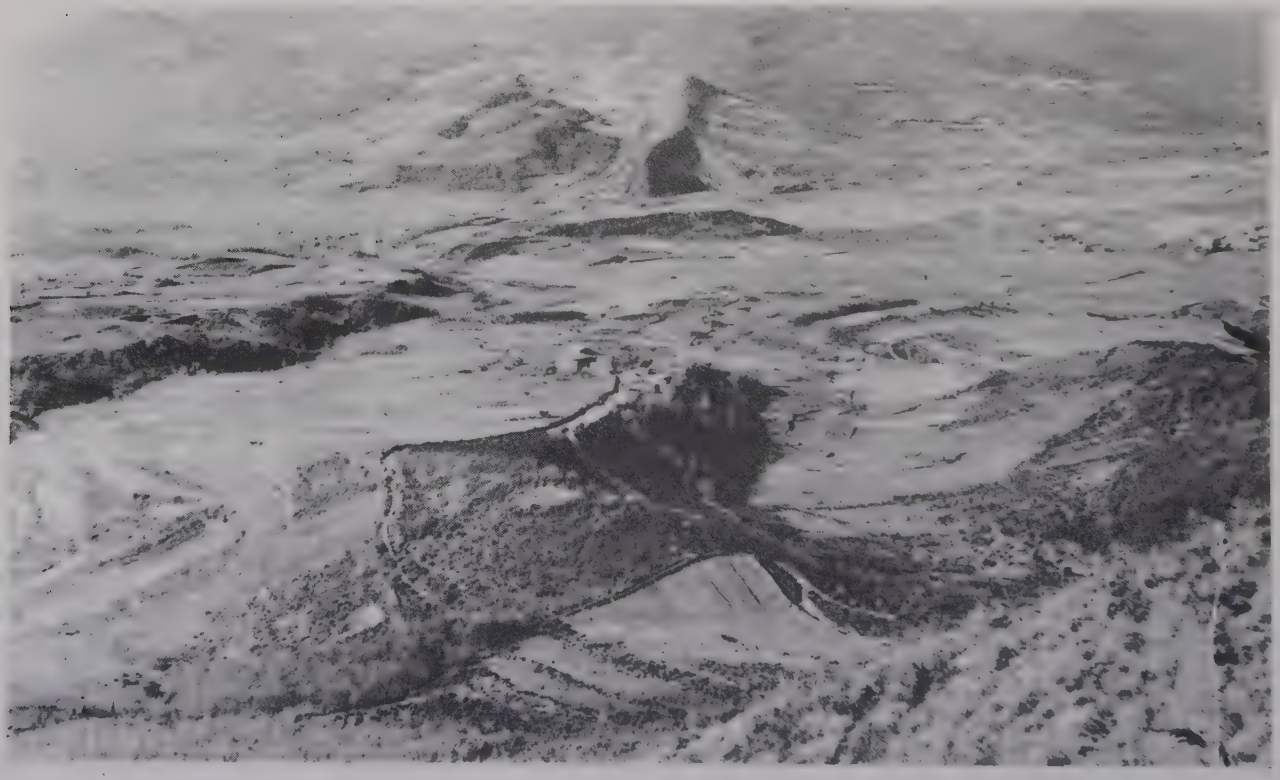
(23) BIROT P. (1959). Précis p. 245.

(24) NUSSBAUM F. et GYGAX P. dans: «La glaciation quaternaire dans la Cordillère cantabrique», estiment que la limite des neiges persistantes n'est pas descendue dans ces régions au-dessous de 1.400 m.

(25) MASSEPORT J. Le Diois, les Baronnies...

PLANCHE III

A — Le Castro Grande — Les formes du talus vers Cilieza. Au premier plan, au centre, vallon colmaté en fond de berceau. A gauche, un éperon, témoin du talus ancien et sa couverture de blocaille. Ravinements sub-actuels sur le talus le plus récent.



B — Le glacis du talus ancien à Cilieza — A droite, le vallon en fond de berceau de la figure A.

des formes en creux qui incisent le glacis ancien et le volume de la blocaille qui le recouvre. Cette disproportion se justifie, d'ailleurs, par la puissance relativement réduite de l'entablement, fournisseur de blocaille, par rapport au talus (cette puissance est de l'ordre du quart ou du sixième de la puissance totale des formations constituant la cuesta). D'ailleurs, nous verrons plus tard qu'on trouve bien de la blocaille de gélivation dans les vallons qui incisent le talus ancien mais sous la forme d'un léger manteau, épais surtout dans leur fond qu'il arrondit en berceau. Cette blocaille, qui doit correspondre à la *dernière* phase finiglaciaire, nous paraît donner la mesure des possibilités d'un épisode sec et froid en ce qui concerne la cryoclastie.

L'hypothèse proposée par J. Masseport ne paraissant donc pas pouvoir être utilisée ici, nous sommes ramené à celle d'un glacis modelé avant les épisodes franchement froids de l'époque glaciaire. Nous sommes enclin, d'autre part, à considérer que le climat correspondant devait comporter l'apport de pluies abondantes permettant le dégagement du pied du versant. Ce problème de l'évacuation des matériaux nous semble capital dans le contexte topographique du Valle de Mena. Nous sommes, en effet, en présence d'une dépression qu'on peut considérer comme anormalement profonde par rapport au reste des formes en creux situées au pied de la cuesta (ceci provenant des facilités rencontrées dans l'ancienne cheminée diapirique) et de vidage difficile, celui-ci ne pouvant se faire que par un couloir qui, au passage entre les buttes d'avant-cuesta, n'est pas plus large que celui ouvert par n'importe lequel des petits cours d'eau ayant dégagé un bassin très réduit au pied de la cuesta. Aussi sommes-nous incité à penser que, si la couverture du glacis ancien semble révéler les processus du froid (ainsi d'ailleurs que les parties hautes du talus) il ne peut guère s'agir que des traces d'un épisode relativement court. Celui-ci a du être précédé par d'autres, au cours desquels des processus très énergiques ont pu évacuer, par la vallée principale, la masse énorme de matériaux que suppose le dégagement d'une cuesta de près de 600 m de commandement. La nécessité d'admettre l'existence de véritables chasses d'eau nous incite à formuler l'hypothèse d'un système d'érosion de type semi-aride permettant à la fois l'affouillement des marnes sur le talus dénudé et l'entraînement des matériaux, parfois très grossiers provenant de l'entablement sapé à la base. Nous aurons, plus tard, l'occasion de constater dans d'autres secteurs de notre domaine que cette hypothèse paraît justifiée.

4 — La dissection du talus ancien

Nous avons déjà rapidement évoqué l'épisode de creusement au cours duquel le talus ancien a été disséqué par de petits torrents. Ceux-ci sont tous orientés, en amont, selon la plus grande pente du talus, alors qu'en aval ils s'infléchissent légèrement vers le Nord-Ouest sur une face du saillant du Castro Grande, vers le Nord-Est sur l'autre, en direction dans les deux cas des exutoires qui devaient déjà exister entre les buttes de l'avant-cuesta. La combinaison de ces directions, exprimant celle des deux impératifs auxquels ont obéi ces cours d'eau: pente et niveau de base local, laisse en même temps deviner l'enchaînement des types d'érosion: érosion d'abord essentiellement progressive en amont, puis aide très appréciable de l'érosion régressive. L'importance respective de ces deux actions est clairement mise en valeur sur la partie est du talus déjà signalé. Au pied de la Sierra de la Carbonilla, on peut faire la distinction entre les secteurs atteints par les têtes des vallons profonds creusés à partir d'Arciniega situé à 200 m d'altitude, et le secteur où, la liaison ne s'étant pas produite, le creusement est resté fonction d'un niveau de base plus local constitué par une passée dure des marnes, au pied du talus, à 600 m d'altitude.

A l'exception du secteur réduit que nous venons d'évoquer, la reprise d'érosion sur le talus ancien a été très énergique. Nous avons déjà signalé la coalescence des bassins de réception des torrents en amont. C'est donc toute la partie supérieure du talus, située entre les pointes des fer à repasser (à une altitude moyenne de 700 m) et la base de l'entablement (à une

altitude moyenne de près de 1000 m) qui a été enlevée, plus une partie de l'entablement lui-même, non négligeable; son recul, d'après les comparaisons possibles dans la Sierra de la Carbonilla, ayant pu être de près de 200 m. Mais, de plus, les bassins de réception des torrents sont profondément creusés en contrebas des pointes des lambeaux de talus ancien conservés. La profondeur moyenne, à égale distance de l'entablement, est d'environ 100 m. On voit, en définitive, qu'une tranche énorme du relief a été enlevée en amont lors de ce creusement.

Bien que cela frappe moins au premier abord, on s'aperçoit vite que le dégagement a été aussi fort énergique en aval. Les rares débris de la couverture ancienne conservés en interfluve, comme celui du. Km 270 de la voie ferrée, à l'Ouest de Medianas, sont perchés de 50 m au-dessus du sommet du remplissage actuel de la vallée principale (ce qui, nous le verrons, les situe plus haut encore par rapport à la nappe alluviale contemporaine du creusement). En contrebas de ces témoins, non seulement la carapace ancienne a été enlevée, mais les différences de dureté des marnes du talus ont été mises en valeur, donnant de petits reliefs monoclinaux. Il faut donc admettre que, d'une part, les torrents débouchaient souvent sur le bas du versant avec une force suffisante pour creuser, d'autre part qu'ils étaient aidés par des torrents plus courts dont les bassins n'ont jamais atteint le sommet du talus, mais qui en burinaient les parties basses.

Pour mieux se rendre compte encore des modalités de cet énergique démantèlement de la couverture ancienne, il convient d'en étudier les formations corrélatives. Les matériaux servant à les construire ont dû être abondants, car on peut considérer, très approximativement, que les neuf dixièmes de la couverture ont été enlevés, et nous avons pu, grâce aux témoins conservés, constater sa richesse en blocaille calcaire dure du Turonien. Or, dans le remplissage de la dépression (longue de 2 km, entre Mercadillo et La Presilla, et large, au maximum, de 500 m) ce qu'on trouve en surface, et, par endroits, sur une épaisseur de 5 à 10 m, surtout vers la sortie, ce sont des tufs calcaires et des travertins. On ne trouve de galets et de gros blocs calcaires qu'en profondeur, en pavage sur la roche en place. Le faible volume de ces derniers éléments, provenant de la blocaille, fait supposer qu'à l'époque du défoncement du talus par les torrents la compétence du cours d'eau principal était suffisante pour évacuer une bonne partie des matériaux hors de la dépression. D'ailleurs, nous avons déjà pu constater que l'auge creusée à cette occasion a une profondeur de 50 m au-dessous des formations anciennes qui subsistent à l'Ouest de Medianas. Le pavage conservé au fond de cette auge représente donc seulement, d'une part, les éléments qui ont toujours dépassé la compétence du cours d'eau, de l'autre, les derniers apports avant l'arrêt des débits abondants que suppose la formation des tufs et travertins. Ce pavage ne peut être qu'assez difficilement observé sous sa couverture. On peut, il est vrai, étudier plus facilement un cône torrentiel construit au débouché de l'arroyo del Estaño, entre Covides et Mercadillo, mais on ne peut affirmer qu'il date de l'époque du creusement, du moins pour sa totalité. Nous avons, en effet, déjà signalé qu'il n'est pas impossible qu'il soit contemporain des laves boueuses mises en place sur le talus ancien. En effet, l'arroyo del Estaño, pour des raisons de topographie locale qui nous échappent en partie, et dont l'une peut être sa situation sur le bord du diapir, semble avoir toujours drainé la partie du talus où les eaux se sont concentrées le plus facilement. Actuellement, c'est un des rares torrents à avoir de l'eau et dans lequel les traces d'une reprise d'érosion subactuelle soient bien visibles en amont. Il peut donc se faire que des écoulements plus liquides que ceux des coulées boueuses se soient produits dans ce secteur. D'ailleurs, la position élevée du cône par rapport au remplissage de la cuvette d'Entrambasaguas semble confirmer ses rapports avec la couverture ancienne. Le faciès des formations qui constituent ce cône est, par contre, très ambigu. La tranchée du chemin de fer révèle vers le km 267, à l'Ouest de Covides, de la blocaille anguleuse de tout calibre, d'un faciès se rapprochant beaucoup de celui de la couverture ancienne, mais voisinant avec des dépôts fins allant de la dragée calcaire aux argiles sableuses. On a manifestement affaire à une stratification entrecroisée de cône torrentiel, mais au bas d'un versant, un cône peut avoir été construit sous des climats fort différents.

Le torrent actuel passe en contrebas du cône principal, sur son côté Nord-Est, vers Cerezo. Il coule au centre et en contrebas d'un petit système de cônes emboîtés, faisant terrasses, et qui matérialise deux épisodes de creusement postérieurs à la construction du gros cône; mais il s'agit de formes si réduites, par rapport au volume des matériaux enlevés en amont, qu'on ne peut guère y voir que les traces de retouches postérieures, plutôt que celles de véritables épisodes de la période de creusement.

En définitive c'est au volume enlevé, plus qu'à celui des formations corrélatives, qu'on peut réaliser l'importance de l'étape de dissection du talus ancien dans la genèse des formes actuelles.

L'ensemble de ce creusement, très énergique, de type torrentiel et, de toute façon, essentiellement linéaire, a nécessité l'existence de forts écoulements. Comme il s'agit manifestement de la dernière période de forte activité morphogénétique et sous climat humide, on est fondé à la rapporter au Quaternaire moyen et supérieur, époque pendant laquelle les précipitations neigeuses ont conduit, en Europe du Nord, à la construction des grandes calottes glaciaires, mais ont dû, dans nos régions, ne donner qu'un fort enneigement, avec fonte probablement annuelle (26).

5 — Les dépôts fins de la cuvette d'Entrambasaguas

Le volume et l'extension des tufs et travertins qui se sont déposés dans la cuvette située au pied de la partie du talus que nous venons d'étudier sont exceptionnels. C'est en amont d'Ungo, dans l'étroit couloir anaclinal par lequel le Cadagua sort du Valle de Mena, entre deux buttes de l'avant-cuesta, qu'ils attirent le plus l'attention, grâce aux coupes que le cours d'eau y a postérieurement déterminées en y encaissant ses méandres. La formation se poursuit en amont à La Presilla, Maltrana et jusqu'à Entrambasaguas, avec une épaisseur de 5 à 10 m, et parfois plus, selon les endroits. Cette épaisseur est fonction des formes en creux antérieures qui ont été comme fossilisées sous ce remplissage subhorizontal.

Le faciès des dépôts est partout facile à étudier, mais les meilleures coupes, et les plus accessibles, se trouvent à Maltrana. Cependant les tufs légers à plantes sont plus volumineux à Ungo, car à Maltrana, on a affaire à un ensemble stratifié qui n'est pas exclusivement calcaire. On trouve de bas en haut:

1 m de tufs et travertins avec, à la base, quelques très petits galets calcaires plats (de l'ordre du cm).
0,50 m d'argiles grises, avec un niveau très net à débris organiques noirs et coquilles.
1,50 m de tufs très francs à plantes.
plusieurs mètres terreux dans lesquels le calcaire perd progressivement de l'importance.
un sol brun.

Sans parler des modifications d'ordre pédologique des parties supérieures qui supposent une assez longue évolution, postérieure à la mise en place, les différences de nature entre les formations superposées impliquent des nuances climatiques assez grandes au cours de la sédimentation. On ne peut guère, en effet, attribuer ces changements de faciès à des déplacements latéraux de l'écoulement qui n'ont pu être que fort réduits, en raison de la situation du dépôt étudié dans la partie étroite et dans l'axe de la dépression, c'est à dire en un point de passage obligé des eaux. Dans l'ensemble, la coupe de Maltrana, en raison de la finesse des dépôts, de la stratification horizontale et des débris organiques interstratifiés, évoque une sédimentation dans une nappe d'eau presque stagnante, de type lacustre. Il paraît assez vraisemblable que la formation de cette nappe ait été provoquée par la constitution d'une retenue, en aval, dans le passage étroit où le Cadagua scie, à contrependage, les passées dures qui don-

(26) La limite des neiges persistantes n'a en effet jamais dû descendre à l'altitude de la cuesta, si l'on en croit F. NUSSBAUM et P. GYGAX. Article cité.

nent l'avant-cuesta. Le brassage des eaux, peu abondantes et chargées en calcaire, sur l'espèce d'escalier structural dégagé en amont d'Ungo, a dû permettre une formation abondante de tufs formant peu à peu bouchon, comme d'ailleurs le confirme l'épaisseur, exceptionnelle en ce point, de ceux qui sont encore conservés. Nous avons, d'autre part, constaté qu'une partie de ces formations paraît avoir été construite latéralement, probablement par des résurgences.

Bien que la formation de tufs, dans une zone où abondent les éboulis calcaires, soit un phénomène banal, le volume de ceux que nous venons de décrire ne laisse pas d'étonner, et il est temps de se demander d'où pouvait provenir tout le calcaire déposé. Il est certain que le gros volume des éboulis qui se sont accumulés sur le talus de la très haute cuesta et la conservation tardive d'une partie de ceux-ci, ont dû permettre aux eaux de se charger en calcaire dissous, et que cette concentration a pu être beaucoup plus forte lorsque les débits ont été plus réduits. On pourrait, il est vrai, objecter qu'une fois les neuf dixièmes de la couverture ancienne enlevée, il restait peu d'éboulis, mais on constate qu'une nouvelle génération de blocaille cryoclastique a été mise en place en amont, sur le nouveau talus dégagé par coalescence des têtes des torrents, et, en aval, dans les vallons qui leur font suite et sont ainsi maintenant colmatés en *«fond de berceau»*. En percolant dans cette nouvelle couverture les eaux ont pu dissoudre encore une quantité supplémentaire de calcaire. Cependant, comme ces générations successives de blocaille ont dû aussi exister sur le reste du talus de la cuesta, en dehors du Valle de Mena, et qu'on n'y observe pas de grosses formations de tufs, on doit se demander si un facteur local supplémentaire n'a pas joué ici un rôle. Nous pensons qu'il a pu s'agir de la décalcification partielle des calcaires dolomitiques du Trias remontés dans le diapir dans un état de division qui rendait la dissolution facile.

Quant au dépôt de ce calcaire, parmi les facteurs physiques, chimiques ou biochimiques qui concourent habituellement à la formation des tufs à plantes, ou à la sédimentation calcaire dans les lacs, on remarquera que la température a dû jouer un rôle essentiel. Quel qu'ait été le climat, la partie des eaux calcaires qui percolait sur le talus devait, en effet, se réchauffer en changeant d'altitude, ce qui était favorable au dépôt, puisque la solubilité des calcaires est inversement proportionnelle à la température.

Si l'existence de ces fins dépôts calcaires, mélangés aux argiles également fines provenant des marnes, implique une sédimentation en milieu très calme, il est certain qu'il a dû y avoir des variations de débit assez grandes, puisque le courant a été parfois assez fort pour transporter les petits galets plats trouvés à Maltrana et qui sont sûrement des grèzes fines émoussées autant par la dissolution que par le transport.

L'étude de ces formations au point de vue paléobotanique serait du plus grand intérêt. Elle permettrait probablement de se faire une idée des climats qui ont régné lors de leur sédimentation et de replacer plus sûrement ces épisodes dans une chronologie d'ensemble. Il ne nous a malheureusement pas été possible de la confier à un spécialiste, ce qui nous a obligé, en ce qui concerne cette chronologie, à nous contenter des conjectures que permettent de faire les emboîtements constatés et, en particulier, la reprise d'érosion très nette dans les tufs.

6 — Les dernières retouches

Après le dépôt des formations fines dans la dépression, l'écoulement linéaire a repris, comme en témoignent les chenaux aux berges verticales ouverts au débouché des anciens ravins du talus et l'auge plus large creusée par le cours d'eau principal dans l'axe de la cuvette. Il s'agissait d'un écoulement plus abondant que l'actuel puisque celui-ci s'est installé plus bas encore, dans un lit plus étroit. Il est vrai que des déplacements de méandres, faciles dans ces formations meubles, donnent une fausse idée de l'importance de ces écoulements. Si le lit ordinaire du Cadagua actuel n'a même pas 10 m de large, celui de l'étape antérieure n'en avait

vraisemblablement pas 30, malgré les apparences. Les portions de l'auge qui, entre Entrambasaguas et Maltrana ont plus de 100 m de large ont, en effet, été dégagées par migration latérale. De même, lorsqu'on remonte dans les vallons du talus, on s'aperçoit que, seul, un petit lit sinueux, souvent à sec, a été creusé dans le remplissage des fonds de berceau dont subsiste la plus grande partie, sauf en amont, dans le grand ravin de l'arroyo del Estaño.

Cet épisode linéaire est donc sans commune mesure avec ceux qui ont démantelé le glacis ancien; ou il a, en tout cas, été très bref par rapport à l'ensemble de ces derniers; il s'agit d'une simple retouche avant l'instauration du système d'érosion actuel.

7 — Résumé de l'évolution morphologique et essai de chronologie

Après l'étude locale des formes du talus du Castro Grande et des formations détritiques accumulées à son pied que nous venons de faire, il semble possible de tenter un premier essai de replacer l'histoire de la genèse des formes actuelles de ce secteur dans un contexte plus général.

L'ampleur des formes en creux nous a frappé et obligé à admettre qu'elles sont le résultat d'une longue période d'érosion. Elles ont été dégagées au-dessous des formes mûres du revers, plus vieilles encore, et au profil très caractéristique. Nous montrerons, plus loin, qu'il est difficile de dater celles-ci; en raison, en particulier, de la solution de continuité qui existe entre elles et les éléments de surface de la Meseta. Aussi, n'est-ce qu'à titre de première hypothèse qu'on peut situer leur genèse à la fin du Tertiaire. S'il en était vraiment ainsi, on pourrait situer au Quaternaire ancien l'essentiel du dégagement des formes en creux, dégagement qui nous paraît avoir nécessité des processus très énergiques que nous attribuerions volontiers à des systèmes d'érosion de type semi-aride aux épisodes très contrastés. La couverture du glacis, et peut-être les dernières étapes de son modelé, seraient alors dus à un épisode froid et sec précédant l'époque proprement glaciaire, époque qui, dans ce secteur, nous semble caractérisée par les grands écoulements, dus probablement à la fonte annuelle de neiges abondantes, écoulements qui ont démantelé le talus ancien en y pratiquant de profondes incisions. Il nous est à peu près impossible d'établir des subdivisions concernant cette période en raison de la présence des tufs qui ne nous permet pas d'étudier les formations qu'ils fossilisent. Nous ne croyons pas, de toute façon que, même en l'absence de couverture, nous eussions pu trouver des emboîtements très explicites, du type des complexes alluviaux construits en aval des régions longuement englacées. Si, comme nous le pensons, le rythme rétention-évacuation de la neige était surtout annuel, les épisodes de construction et de creusement étaient trop nombreux, et trop semblables, pour laisser autre chose que les traces d'un enfoncement paraissant continu. Cependant ces séries ont pu être interrompues par des périodes de moindre activité morphogénétique. La mise en place des tufs marque, en tout cas, une coupure très nette avec changement de système d'érosion. Mais, correspond-elle à une de ces interruptions, ou marque-t-elle la fin du Quaternaire froid? Il sera difficile de le dire tant qu'on n'aura pas daté les tufs et, dans ces conditions, on ne peut préciser non plus l'âge des chenaux qui les incisent. Sont-ils post-glaciaires ou faut-il en attribuer le creusement à un dernier épisode de froid humide, moins marqué que le précédent et qui, dans la chronologie alpine classique, serait würmien; les tufs datant alors d'un interglaciaire Riss-Würm?

On voit, qu'en définitive, les essais faits pour replacer des enchaînements locaux dans une chronologie générale absolue se heurtent à bien des difficultés. Nous ferons une nouvelle tentative dans ce sens lorsque nous aurons étudié les formations glaciaires et fluvio-glaciaires conservées à quelques dizaines de kilomètres du Valle de Mena, dans la percée du Trueba, et qui proviennent du massif culminant au Castro de Valnera.

CHAPITRE II

LE SECTEUR OCCIDENTAL DE LA GRANDE CUESTA ET SES PERCÉES

Nous avons dit combien change, à partir de Bercedo, l'allure de la cuesta. Elle n'a plus l'aspect de barrière infranchissable, séparant deux mondes différents, qui la caractérisait jusque-là. Bien au contraire, dès le seuil franchi, on pénètre dans la très large percée «conséquente» du Trueba, vaste passage vers le Sud et donc vers le versant méditerranéen. (Fig. 4).

Le reste du secteur occidental est assez «classique». La corniche du Turonien dur y est divisée en une série de festons assez réguliers, de un à deux kilomètres de long, dont l'altitude relative dépasse rarement 300 m par rapport à la dépression monoclinale qu'ils bordent au Sud (Carte fig 4). A celle-ci R. Ciry a donné le nom de «sillon d'Espinosa» (1), «dépression monoclinale complexe», dit-il, parce qu'elle est divisée en un chapelet de petits bassins. A certains de ceux-ci correspondent des percées cataclinales, mais il y a une différence considérable entre leurs dimensions et celles de la percée du Trueba. A l'extrême Ouest, par contre, vers Pedrosa, on pourrait croire qu'il existe l'équivalent de cette dernière. Il n'en est rien. Le rio Nela ne traverse pas la côte mais la contourne, car celle-ci s'infléchit vers le Sud où, en raison du dispositif périsynclinal déjà signalé, elle se continue en un rebord de cuvette demi-circulaire.

I — LA GRANDE PERCÉE DU TRUEBA ET SES GROS DÉPÔTS

A — LE CADRE STRUCTURAL

On peut, jusqu'à un certain point, expliquer le contraste qui existe entre la percée du Trueba et les petites percées situées plus à l'Ouest par les grandes différences d'extension des bassins versants, l'un étendu à tout le haut massif du Valnera, les autres limités à une partie de ses contreforts. Mais la disproportion entre la percée du Trema, par exemple, où peut à peine passer la route, et celle du Trueba qui est un véritable boulevard, large de plus de deux kilomètres dans sa partie la plus resserrée, semble encore trop grande.

Les géologues nous aident, heureusement, à expliquer cette disproportion, en nous signalant l'existence d'une zone où l'érosion a trouvé un terrain bien préparé, celle du grand diapir de Salinas de Rosio ,situé juste à la sortie de la percée. Même dans les endroits où le Trias n'a pas remonté jusqu'à la surface, on constate que le substratum a été surélevé en dôme plus ou moins brisé, ce qui a grandement facilité l'enlèvement des assises crétacées. Des deux côtés de la percée, les pendages plus forts de l'entablement turonien (25° au Marraña) témoignent de l'existence de cette ancienne voûte, comme en témoigne aussi la présence de matériaux du Crétacé inférieur constituant des buttes semées en désordre au Sud de la percée.

Les bords de l'entonnoir de percée ont cependant une continuité et même une régularité qui s'expliquent par le fait que le bouleversement dû au diapir s'est surtout produit en aval. Le bord oriental a pourtant, de Bercedo à Tabliega, un aspect assez varié, mais celui-ci provient, une fois de plus, des changements de faciès des calcaires de l'entablement, tant latéralement que verticalement. De Bercedo à Villasante, cet entablement est formé d'un ensem-

(1) CIRY R. Thèse p. 128.

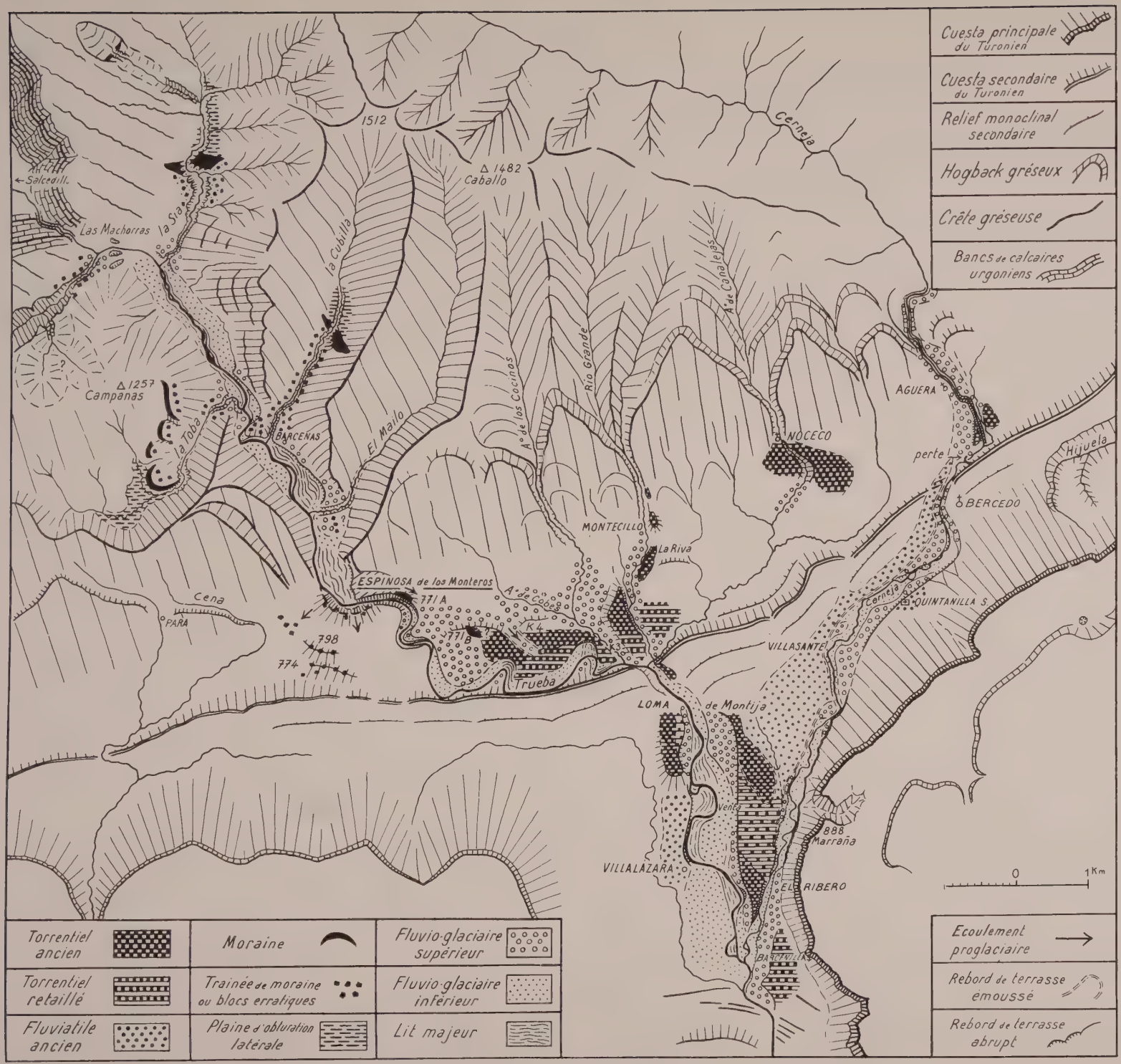


Fig. 16.—CARTE MORPHOLOGIQUE DES FORMATIONS GLACIAIRES ET ALLUVIALES DE LA BASSE VALLÉE DU HAUT TRUEBA ET DE L'ENTONNOIR DE PERCÉE DU TRUEBA AU TRAVERS DE LA CUESTA DU TURONIEN. Topographie d'après des photographies aériennes (non restituée).

PLANCHE IV

A — Les cailloutis du cône ancien de Quintanilla del Rebollar (coupe longitudinale).

B — Les formations torrentielles anciennes du cône d'Espinosa, du Km 4 de la route d'Espinosa à El Ribero.

ble dur unique, au pied duquel se raccorde franchement un talus concave. Au Sud de Villasante, il est au contraire divisé en cinq ou six marches d'escalier, correspondant à la mise en valeur de variations notables de dureté dans le sens vertical.

Plus au Sud, les formes de la Peña Marraña sont encore plus compliquées. La partie dure occupe le tiers supérieur. Divisée aussi en corniches successives, elle est, de plus, d'allure ruiniforme, avec des pyramides et des pitons. Cet aspect est probablement en liaison avec une dolomitisation des calcaires qu'on peut facilement observer sur la route d'El Ribero à Castrobarto, comme l'a signalé R. Ciry (2). Mais, d'autre part, cette partie de l'entablement a l'air beaucoup plus sensible au gel que toutes celles que nous avons observées jusqu'à présent, de sorte qu'il est difficile de faire la part exacte de la dissolution dans la mise en valeur des différences lithologiques. Du sommet de l'entablement à la base du talus, les éboulis ennoient les formes, donnant un véritable versant réglé. Il est vrai que l'allure rectiligne du profil de ces talus provient aussi du fait qu'il a été attaqué à sa base par la rivière Cerneja, repoussée de ce côté par le Trueba, comme nous l'expliquerons plus loin. Il n'en reste pas moins que ce versant raide, couvert d'éboulis vifs, nous change beaucoup des pentes presque figées observées partout ailleurs.

Le bord occidental de la percée du Trueba a une allure assez curieuse, surtout lorsqu'on l'observe de Bercedo. On n'a pas l'impression d'avoir affaire à une cuesta, mais plutôt à une butte marneuse allongée couronnée d'une table calcaire horizontale et semblable aux páramos de la Meseta castillane. Cette impression est due au fait que l'existence du diapir de Salinas a permis le dégagement de la dalle supérieure sur trois côtés: au Nord, à l'Est et au Sud. D'autre part, un léger mouvement synclinal l'a relevée vers le Sud (3), ce qui a facilité ce dégagement.

B — L'ENORME REMPLISSAGE DÉTRITIQUE

Il est impossible de parcourir la belle dépression triangulaire de la percée du Trueba dont nous venons de décrire les limites sans être frappé par l'abondance des formations détritiques qui la remplissent. Qu'on emprunte n'importe laquelle des trois routes qui longent ses trois côtés, on est presque toujours dans le domaine du caillou, du gros pavé, ou même du bloc de grandes dimensions. De Bercedo, à l'Est, à El Ribero au Sud (fig. 16), le lit, maintenant trop large, du Cerneja est encombré de galets et c'est aussi, manifestement, sur une haute terrasse de cailloux qu'est construite la route; celle-ci, avant d'atteindre la Venta de Ribero, traverse de véritables champs de pierres. Si, de là, on remonte vers Espinosa de los Monteros, au Nord-Ouest, en suivant un moment la vallée du Trueba, ce ne sont que terrasses alluviales dont les plus hautes, épierrées et cultivées, sont bordées de murettes constituées par les blocs enlevés en surface. En amont, le calibre moyen augmente et des prairies n'ont pu être dégagées entre les buttes résiduelles boisées qu'en libérant le sol d'un véritable pavage de blocs dont le volume des murettes donne une idée. Si, d'Espinosa, on revient au point de départ, par la route située au Nord, au pied du massif du Caballo, on est encore frappé de l'extension de ces formations. Tous les villages, et en particulier celui de Noceco, sont construits sur des pavés et à l'aide de ceux-ci.

A la vérité, ces traits communs paraissent peut-être plus remarquables à un observateur venant de Biscaye, où les formations détritiques ayant subsisté dans les vallées sont particulièrement réduites, l'érosion en ayant entraîné la plus grande partie dans la mer. Ici, et sans tomber dans l'excès qui consisterait à y voir un trait dû exclusivement au grand éloignement du niveau de base méditérranéen, il est certain que les pentes sont moins fortes et qu'on a affaire à un relais situé sur un long trajet. Dans cette vaste dépression, facilement déblayée

---

(2) CIRY R. (1956). Les passages de faciès du Coniacien de la région des Losas.

(3) Ce synclinal n'est d'ailleurs point, comme on pourrait le croire, le synclinal principal dont nous avons indiqué l'influence morphologique à l'extrémité ouest de la cuvette de Villarcayo. Il s'agit d'une ondulation secondaire parallèle à un système de failles en liaison avec le diapir de Salinas (CIRY R. Thèse p. 448).

dans les marnes, se sont accumulés, provisoirement et successivement, les matériaux mobilisés au cours des diverses étapes de la démolition des hauts massifs schisto-gréseux situés au Nord; ceci, en particulier, au débouché de la vallée du Trueba supérieur qui draine un assez vaste bassin versant (100 Km² environ).

Ces faits paraissent si évidents qu'avant même de connaître l'existence de cet ensemble de formations détritiques, nous avions, grâce à la carte, deviné l'intérêt du site et supputé la facilité qu'il y aurait à distinguer et à délimiter sur les marnes claires de la dépression les dépôts de grès durs plus ou moins colorés provenant de la montagne. Cette hypothèse de travail a été, nous l'avons vu, confirmée au-delà de toute espérance.

Le cône torrentiel de piémont d'Espinosa de los Monteros.

1 — Les cailloutis anciens:

Une bonne partie des cailloutis est située en marge des talwegs actuels, en position très nettement perchée, ce qui parle déjà en faveur de leur ancienneté. Mais, de plus, tous les éléments durs en sont fortement patinés et l'altération qui leur a donné leur couleur rouille ou chocolat pénètre, même pour les plurs durs, à un demi centimètre à l'intérieur.

Un des dépôts les plus caractéristiques est constitué par un grand placage situé à l'Est-Sud-Est d'Espinosa. La route dite de Villasante à Entrambamestas le traverse entre les Km 3 et 4. L'abondance des cailloux y est telle qu'il n'est recouvert que d'un taillis, à sous-bois d'ajoncs et de bruyères et d'où émergent quelques gros chênes. Le sommet du dépôt a été exploité à l'égal d'une carrière, les blocs moyens et gros ayant servi autrefois à la construction des maisons (Pl. VI. B). Cela a donné quelques coupes partielles, mais on en a de meilleures, quoique moins accessibles, au sommet de l'escarpement de rive concave d'un méandre du Trueba dont le cours actuel est situé à une vingtaine de mètres en contrebas; ces dernières coupes n'ont en effet pas été appauvries de leurs gros éléments. Ceux-ci atteignent assez rarement 50 cm dans leur plus grande dimension, le type le plus répandu étant le bloc de 20 à 30 cm. Tous sont gréseux et en grande majorité durs ou très durs, certains grès se rapprochant des quartzites. On retrouve cependant ici la variété qui est celle des complexes gréseux du Crétacé inférieur ayant fourni tous ces grès en amont. C'est ainsi qu'apparaissent des grès à très gros éléments et des grès micacés jaunes plus tendres. Ces derniers, s'ils ont résisté au transport, ont pourri ensuite dans la formation, preuve supplémentaire de l'ancienneté de celle-ci, ancienneté encore confirmée par l'absence totale de schistes et de calcaires, pourtant abondants dans le bassin amont du Trueba.

Si l'on considère leur dureté, les gros éléments dont nous venons de parler sont assez bien roulés; ils ont cependant souvent conservé des plans ou des arêtes rectilignes, quoique émoussées, qui rappellent leur origine à partir de gros bancs. Il en est souvent de même en ce qui concerne les éléments moyens, galets d'ordre décimétrique dont la forme allongée est en rapport avec celle des morceaux de dalles visibles en amont. Ce caractère subanguleux, ou plutôt cet arrondi inachevé, est un trait qui subsiste même en ce qui concerne les éléments plus petits, galets allant du centimètre au décimètre. En fait, seuls quelques grès jaunes de dureté moyenne ont un arrondi à peu près parfait. Il n'empêche qu'en raison de la grande dureté de la majorité de ces éléments, on doit admettre qu'ils ont été assez longuement roulés et qu'on a donc affaire à une formation alluviale. Cependant, la forte hétérométrie de ces cailloutis, la disposition des éléments durs sans direction préférentielle, l'absence de classement et de stratification, l'existence d'une matrice argilo-sableuse, et non de sables ou de limons, évoquent un transport torrentiel plutôt que fluviatile, transport ayant certes permis un bon brassage, mais pas véritable transport liquide.

Les caractères de ce faciès nous ont tout naturellement conduit à nous demander si ces

formations n'étaient pas les restes d'un ancien cône de déjections torrentielles construit autrefois, au débouché de la haute vallée du Trueba, sur le petit piémont que constitue, en bordure du massif schisto-gréseux, le fond de la dépression marneuse monoclinale (4). Cette haute vallée du Trueba est, en effet, un véritable couloir sur une longueur de plus de 10 Km., tandis qu'à l'endroit où elle débouche orthogonalement dans la dépression, toute contrainte latérale disparaît. Cependant la largeur du couloir est telle dans sa partie inférieure (2 à 500 m.) que seul un cours d'eau très puissant a pu s'y trouver à l'étroit; mais la grosseur des blocs transportés rend vraisemblable son existence, qui, au surplus, pouvait ne pas être permanente. On peut d'ailleurs se demander si ce n'est pas la charge qui a élargi ainsi le couloir à la base, comme cela se produit dans un lit d'oued.

Pour vérifier le bien fondé d'une hypothèse qui conduit à concevoir un Trueba ancien extrêmement puissant, nous avons cherché à préciser l'extension des formations torrentielles anciennes. La délimitation du dépôt que nous considérons comme particulièrement caractéristique nous a vite montré qu'il a subi postérieurement les morsures énergiques d'épisodes érosifs et qu'il ne s'agit plus que d'un lambeau, de deux kilomètres de long, il est vrai, mais de 500 m. de large, à peine. Ce lambeau étant perché à une vingtaine de mètres au-dessus du cours actuel du Trueba, nous avons recherché, de proche en proche, s'il existait d'autres lambeaux également perchés. Nous avons ainsi constaté que la butte 771, située au Sud-Est d'Espinosa, au Sud de la voie ferrée (5), est aussi couronnée d'une formation semblable. On ne peut malheureusement l'étudier facilement que dans ses parties basses, en raison de l'épais taillis qui la recouvre. Nous avons cependant trouvé à son sommet un très gros bloc d'environ un mètre de long, ce qui dépasse les dimensions de ceux observés dans le premier placage. Plus au Nord, la deuxième butte 771 B et, sur l'autre rive, au Sud-Ouest, la butte 798, comportent aussi de gros blocs moins roulés que ceux du dépôt considéré comme type. En dehors de ces blocs une seule coupe visible, déjà ancienne, faite par la route de Barranda au pied de la butte 771 A, révélait, il y a quelques années, un faciès comportant moins d'éléments moyens et plus de matrice terreuse. Nous fondant sur ces observations, qui ne pouvaient être que superficielles, nous avions admis, dans une première interprétation (6), qu'en ces points, situés près de la racine du cône supposé, l'existence de blocs plus gros et moins roulés était vraisemblable, et que les autres différences de faciès provenaient de changements latéraux, très vraisemblables aussi dans ce très gros cône.

2 — Existence d'un englacement de la haute vallée du Trueba

Quelques années plus tard, au moment où nous nous préparions à reprendre nos propres travaux pour les inclure ici dans un ensemble, F. Lotze publia un article (7) dans lequel, signalant une série de traits caractéristiques du modelé et de l'accumulation glaciaire, il affirmait que le haut bassin du Trueba a été englacé au Quaternaire et qu'une langue a atteint Espinosa de los Monteros. Dans cette optique le couronnement de la butte 771 et de la butte 798 devenait morainique.

---

(4) HAZERA J. Formations sub-arides de piémont du sillon d'Espinosa.

(5) Il existe une autre butte d'égale altitude et dans la même direction, au Nord de la voie ferrée. Pour éviter toute équivoque nous affecterons la cote de celle-ci de la lettre A et celle située au Sud de la lettre B.

(6) HAZERA J. (1959). Ibid.

(7) LOTZE F. (1962). Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien).

Nous n'avions pas été sans soupçonner nous même que les actions glaciaires avaient dû jouer un rôle dans l'élaboration du modelé de la haute vallée. Une reconnaissance rapide nous avait permis d'observer sur la rive droite du Trueba, entre les km 15 et 16 de la route du Puerto de las Estacas, des formations superficielles à la fois hétérogènes (grès de provenances diverses et calcaires également divers) et très hétérométriques (blocs de 50 cm, 1 m, ou plus, mais majorité de pierraille, à peine émoussée, de quelques centimètres) ayant les caractères d'un placage morainique. Dans les parties plus élevées de la vallée, les nombreux blocs isolés, posés sur les pentes, ou ayant servi à construire des murettes, nous paraissaient avoir la même origine. On pouvait cependant penser qu'il s'agissait de simples guirlandes de blocs, formées au pied de névés. D'ailleurs, les études succintes, concernant les traces de phénomènes glaciaires dans ce massif (8) ou dans un massif d'altitude semblable (9) incitaient à leur accorder peu d'importance.

Comme le massif du Valnera, déjà assez élevé (1707 m) se distinguait nettement de nos moyennes montagnes basques et appartenait déjà géographiquement à la Cordillère Cantabrique, nous avions donc pris le parti de le laisser de côté, considérant qu'il s'agissait de haute montagne. Cela paraissait encore plus vrai en été, le contraste s'accusant entre les verts alpages du bassin supérieur du Trueba, peuplés de vaches laitières, et les prés brûlés du sillon d'Espinosa, dignes confins de la Castille.

L'étude de F. Lotze ne pouvait que nous amener à reprendre la question, dès l'instant qu'en mettant l'accent sur l'importance des phénomènes glaciaires, elle nous donnait l'espoir de trouver, de ce côté, des éléments d'une chronologie qui nous faisaient défaut par ailleurs. Nous pouvions faire ainsi de cette région une zone-clef de notre domaine, en particulier en ce qui concerne les enchaînements morphogénétiques du Quaternaire froid, dont seules quelques manifestations nous étaient apparues à basse altitude.

a. *Un grand glacier de vallée*

On reste, au premier abord, confondu par l'extension maximale des coulées de glace figurées par F. Lotze (fig. 3 et 7 de l'article cité et notre fig. 17). Le glacier, dit du massif de Valnera, apparaît ainsi comme un grand glacier de vallée, dont la partie centrale remplissait une cuvette de près de 30 km^2. Atteignant au moins l'altitude 1.400 dans ses parties hautes, puisque des diffluences se seraient produites au Nord-Est et au Nord-Ouest à des altitudes de 1300 à 1400 m, il aurait donc eu une épaisseur de plusieurs centaines de mètres au centre de la cuvette, bien qu'il perdît régulièrement une partie de sa glace à l'extrémité de la langue qui descendait vers Espinosa, dans la vallée du Trueba. Cela représente une belle accumulation de glace, en rapport avec un bilan longtemps positif de neiges persistantes.

On se demande au premier abord où cette neige pouvait bien originellement se déposer et se transformer en glace, car les hauts reliefs ne sont guère étendus. Le Valnera proprement dit est une exception (1707 m) dans un ensemble de plus faible altitude, les sommets qui l'entourent à l'Est ne dépassant guère 1500 m. Sur la face est de la cuvette, le Munia et le Lusa ont à peu près la même altitude et sont exposés face à l'Ouest. Sur le bord sud de cette même cuvette, c'est à dire dans la partie théoriquement la plus favorable à la conservation de la neige, puisque ce versant est exposé au Nord, l'altitude des sommets atteint à peine 1400 m, sauf au Nevero del Polluelo (1507 m) dont on peut espérer qu'il est bien nommé (10).

Dans ces conditions, si le total des chutes de neige annuelles était seulement fonction d'une «dictature de l'altitude» (11) le Castro de Valnera et ses voisins feraient bien piètre figure dans le domaine glaciaire. Heureusement, cette dictature est «tempérée par le jeu de l'exposition aux vents humides» (12) et, sans aller chercher au loin des exemples, il n'est que

---

(8) SAENZ Clemente (1935). Restos glaciares de Castro Valnera.

(9) GOMEZ DE LLARENA J. (1948). ¿Huellas del glaciarismo en la sierra de Aralar?

(10) Nevero signifie en espagnol glacier, mais dans le sens de marchand de glace.

(11) PEGUY Ch. P. (1952). La neige.

(12) PEGUY Ch. P. Ouvrage cité p. 53.

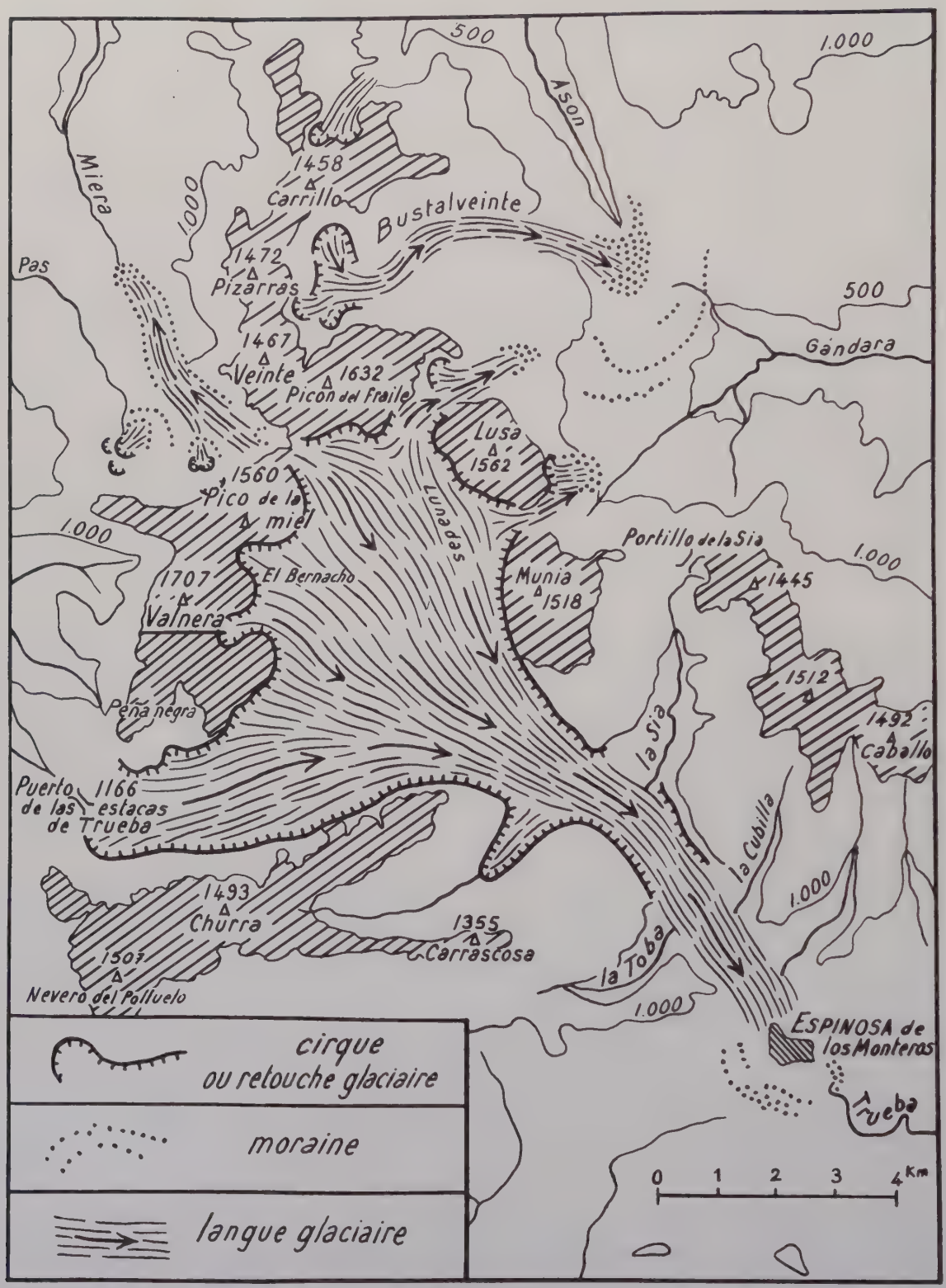


Fig. 17.—L'ENSEMBLE DU GLACIER DU VALNERA, lors de son extension maximale, d'après F. Lotze, fig. 3.

de parcourir les travaux des géographes pyrénéens pour constater combien ce facteur est essentiel. Le contraste entre les deux versants au point de vue de l'englacement a été récemment souligné dans un article de synthèse de F. Taillefer (13). L'auteur rappelle que ce contraste n'est pas dû seulement à l'exposition à l'ombre du versant nord, mais à des précipitations plus abondantes de ce côté. G. Viers, d'autre part, a précisé dans sa thèse (14) l'importance de la glaciation quaternaire dans les Pyrénées occidentales, évoquant, en particulier la présence sur les Arres de la Haute Soule d'une vaste calotte de glace qui en faisait un immense field. Il s'agit, évidemment, d'un ensemble nettement plus élevé que notre massif, puisque certains reliefs, qui restèrent d'ailleurs peut-être libres de glace, atteignaient, comme l'Arlas, 2062 m. En présence d'un tel exemple, on conçoit, toutes proportions gardées, la possibilité de la formation du glacier du Valnera grâce aux facilités offertes à l'accumulation par la cuvette du Haut Trueba. Il n'est pas interdit, d'autre part, de supposer qu'une suralimentation en neige pouvait provenir de la remontée, par les vents dominants de Nord-Ouest, d'une partie de celle déposée à l'amont des profondes vallées du Miera ou des affluents du Pas, vallées constituant des couloirs canalisant ces vents.

Au demeurant, les formes, et surtout les formations décrites par F. Lotze ne prêtent guère à discussion, même si la représentation graphique qu'il en a donnée est, en partie, conventionnelle et bien qu'il n'ait pas publié une étude complète du secteur aval. La partie qu'il a étudiée avec le plus de soin, probablement parce que les formes y étaient plus nettes, est, en effet, celle qui est relativement indépendante du glacier principal. C'est la partie située au Nord, et qui concerne la haute vallée du Miera et de l'Ason, tout à fait en dehors de notre domaine. Il s'agit de petites diffluences, de petits cirques ou de langues indépendantes. En ce qui concerne le bassin du Trueba les indications données sont plus sommaires et de caractère plus général. Ceci nous a conduit, non point à reprendre en entier cette étude, ce qui eût largement dépassé nos intentions primitives dans un domaine qui reste pour nous marginal, mais à en vérifier quelques points, et, surtout, à la compléter pour le secteur aval, le but poursuivi étant, à la fois, d'obtenir des certitudes quant à l'importance de l'englacement et de déterminer si l'accumulation des formations torrentielles précédémment décrites en aval devait ou non être attribuée au système d'érosion fluvio-glaciaire correspondant.

b. *Les formes glaciaires assez peu caractéristiques du bassin supérieur*

Enquête faite, on conçoit, qu'en ce qui concerne les grandes formes glaciaires de la haute vallée du Trueba, les indications de F. Lotze aient été prudentes; la structure s'y prête en effet assez peu à l'élaboration de formes typiques et à leur conservation. On se trouve en présence d'une sorte de grand monoclinal, de pendage moyen 10° E.S.E., qui, à la vérité, est une partie de la carapace sédimentaire périclinale enveloppant la partie orientale du Massif primaire asturien. Ce pseudo-monoclinal est constitué d'un complexe gréseux dans lequel s'intercalent des calcaires. Ceux-ci, pour l'essentiel, forment deux gros ensembles de faciès urgonien, mais de nombreuses intercalations de type moins franc entrelardent l'ensemble. Ces calcaires, apparaissant en grandes masses ou en corniches et replats, devaient donner ses traits majeurs à un relief préglaciaire bien contrasté, traits qui n'ont pas été forcément très modifiés par l'épisode glaciaire. Il est particulièrement difficile, en tout cas, de distinguer les très nombreux replats structuraux d'éventuels planchers de cirques, ou de retrouver des ébauches de formes en auge ou des épaulements d'origine glaciaire.

Pour nous faire une idée des endroits où l'accumulation neigeuse a pu se produire, nous avons eu recours, pour les parties isolées du relief, à d'excellentes photographies aériennes. Elles nous ont permis des vues d'ensemble que nous n'aurions pu obtenir par l'exploration directe du terrain. Les versants les plus haut placés, ceux du Valnera proprement dit, ou de la Peña Negra, ne se prêtaient guère à cette accumulation. En effet, s'ils ne sont pas vraiment

---

(13) TAILLEFER F. (1957). Glaciaire pyrénéen, versant nord et versant sud.
(14) VIERS G. 1960. Thèse p. 66.

PLANCHE V

A — Le matériel morainique du bourrelet frontal du stade de retrait, dans un chemin creux, au Sud d'Espinosa.

B — Partie de la moraine frontale butte 771 A à Espinosa.

structuraux, leur pente se rapproche assez des pendages, pour que la succession des bancs dégagés les fasse ressembler à un toit couvert de loses sur lesquelles la neige ne peut s'accumuler.

Par contre, au pied des reliefs les plus élevés, de larges couloirs, profonds de 100 à 200 m et larges par endroits de 300 à 500 m., presque tous en rapport avec de grandes fractures, devaient constituer des «glacières» idéales. Partout où ces couloirs se terminent en reculée, les bords de celle-ci s'écartent en s'incurvant et ses flancs se creusent. Il semble bien qu'on ait là des cirques moulés sur des formes structurales antérieures. Il en est ainsi dans les vallées sèches localisées autour du hameau d'El Bernacho et, tout particulièrement, entre les buttes 1584 et 1411. L'occupation par la glace de ces couloirs est confirmée par des placages de fond feutrant actuellement une partie des dépressions fermées.

On ne peut guère mieux définir par les formes les endroits où l'accumulation s'est produite sur le flanc sud de la vallée principale du Trueba. Celle-ci est monoclinale et deux séries de bancs calcaires barrent le versant. A son sommet seulement, dans les formations schisto-gréseuses supra- urgoniennes, quelques têtes de vallons situées entre 1300 et 1400 m, sous le pic de la Churra, n'ont pas le modelé habituel des bassins torrentiels. Ils n'ont cependant pas le fond plat et la paroi amont raide caractéristiques d'une niche de nivation bien évoluée (15).

La même ambiguïté rend difficile l'interprétation des formes basses de la vallée. F. Lotze considère que la barre calcaire inférieure du versant sud a été submergée par la glace qui l'a polie et a arrondi ses arêtes (16), mais il est difficile de faire la part de l'ablation glaciaire totale au sommet de ce banc monoclinal. Sur le versant opposé ,au pied du puzzle calcaire déterminé par le champ de fractures, existe un replat, ainsi que des gorges de raccordement assez nettes; mais les formes du fond de la vallée, en amont du verrou de Salcedillo (fig. 16), montrent assez les difficultés qu'il y a à distinguer les formes structurales des formes glaciaires. En effet, ce n'est plus un replat, mais une série de gradins calcaires mettant en valeur les différences de dureté des bancs que l'on trouve au pied de la butte 1411 vers le Sud-Est. Au centre même de la vallée existe un bel îlot résiduel (butte 981) d'ailleurs prolongé sur la rive droite par une autre butte allongée vers l'amont.

En dépit de ces rappels structuraux, l'empreinte glaciaire est manifeste partout. Dans la vallée du Lunadas, grand affluent du Trueba sur sa rive gauche, de beaux moutonnements marquent les parties basses du volumineux ensemble calcaire du Lusa (1562 m) et de l'Imunia (1518 m) (17). Tout confirme que le glacier atteignait et même dépassait, en amont la cote 1300-1400.

En aval, à partir de Las Machorras, F. Lotze s'est limité à signaler la forme en U de la partie inférieure de la haute vallée du Trueba et à figurer schématiquement sur sa carte n° 2 les éléments de moraine frontale identifiés autour d'Espinosa de los Monteros, juste au sortir de cette vallée. Il nous a, quant à nous, paru indispensable de relier les deux maillons de la chaîne, en complétant l'étude de cet auteur, en particulier par celle des vallons latéraux ouverts par les affluents dans ce tronçon aval. Les photographies aériennes nous paraissaient, en effet, y révéler l'existence de formations d'obturation dues à la présence du glacier, formations dont nous avons pensé qu'elles pouvaient nous donner une bonne idée de l'épaisseur de la langue glaciaire.

Nos études de terrain ont eu l'intérêt supplémentaire de nous montrer que le barrage était le fait de moraines latérales fort bien constituées dont nous avons pu facilement étudier la composition et les formes.

---

(15) TRICART. Le modelé glaciaire et nival C D U Commentaire de la fig. 51 p. 185.
(16) F. LOTZE. Article cité: planche I photo 2.
(17) F. LOTZE. Article cité. Planche I photo. n.° 1.

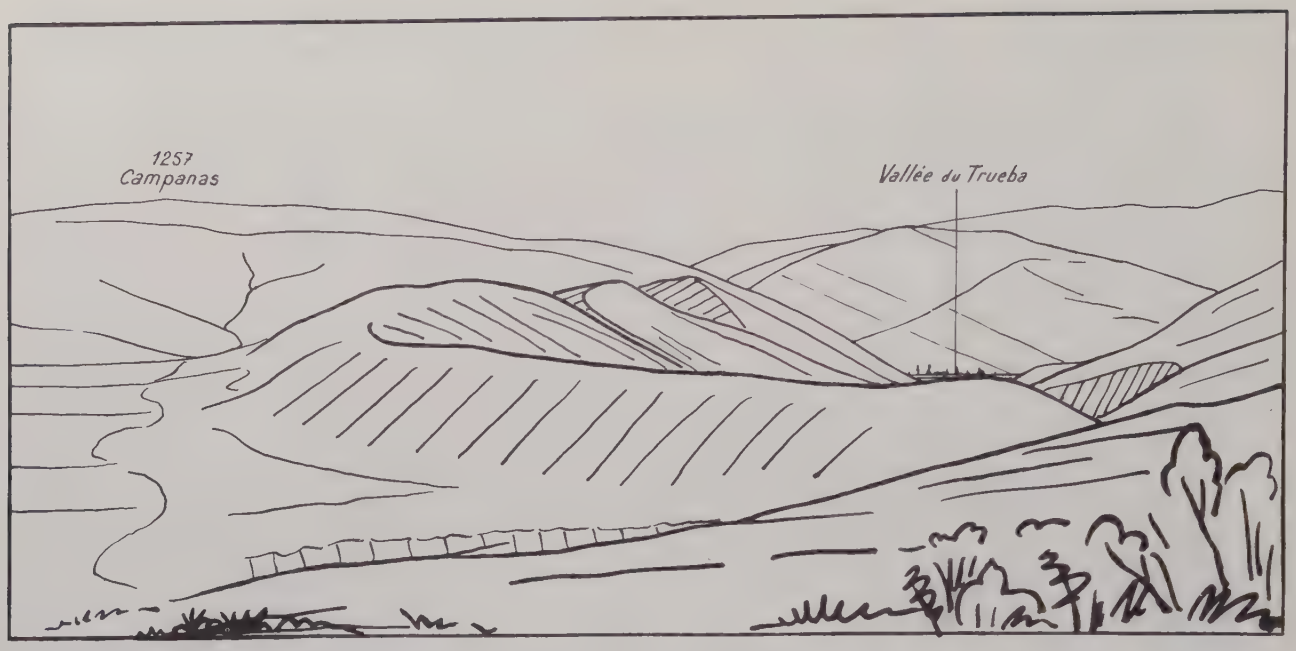


Fig. 18.—LA MORAINE D'OBTURATION DE LA VALLÉE DE LA TOBA, vue de l'amont; à gauche, la plaine d'obturation, à droite, l'incision latérale post-glaciaire.

c. *Les vallums d'obturation latérale*

Le mieux conservé de ces ensembles latéraux est celui qui obture le vallon de La Toba, affluent de la rive droite, au Sud-Ouest de Bárcenas. La vallée est barrée à un peu moins de deux kilomètres en amont du confluent par un véritable arc morainique de refoulement de 500 m de large et d'environ 100 m de hauteur. Nous avons là des formes typiques (fig. 18). Le talus amont a une pente raide tandis que la partie aval est en pente plus douce et creusée légèrement en cuillère. Le volume du bourrelet s'explique assez facilement si l'on admet que le glacier a poussé de ce côté une langue chargée de tous les matériaux fournis par la moraine latérale. Ceux-ci devaient être abondants après le passage du glacier dans le secteur moyen de la vallée où les reliefs non englacés, et donc soumis aux effets de la cyroclastie, devaient être volumineux. Les apports locaux provenant des versants du vallon n'ont dû, par conséquent, constituer qu'une part assez réduite de l'arc ainsi construit. Quant aux différences de pente entre l'aval et l'amont, elles sont à l'inverse de ce qu'elles seraient dans un vallum terminal, ce qui s'explique par le fait que, lors de la fonte, l'écoulement s'est aussi produit en sens inverse; le front a donc à peu près gardé la pente d'un talus d'éboulis, tandis que les eaux proglaciaires ont contribué à adoucir la pente du revers.

En arrière de ce barrage s'est constituée une belle plaine d'obturation qui colmate le vallon de La Toba et celui d'un de ses affluents jusqu'à 1 km 500 environ en amont de la moraine. La remarquable planéité de ce colmatage, dont les limites épousent partout le relief préexistant selon la même courbe de niveau, laisse supposer qu'une bonne partie de la sédimentation s'est faite dans un lac. La plaine est encore marécageuse, car, s'il existe bien un exutoire par le vallon de La Toba, le petit torrent correspondant incise à peine le colmatage. On pourrait s'étonner de cette quasi immunité postglaciaire, alors qu'on aura l'occasion d'observer dans des secteurs très rapprochés les morsures énergiques d'un épisode torrentiel dans des formations de la même époque. La médiocrité des reliefs qui entourent la plaine (dénivellation maximum de 350 m) et surtout celle d'un bassin versant de 4 km² seulement suffit à l'expliquer. L'absence de coupes naturelles nous interdit une étude directe du remblaiement, étude, qui serait cependant d'un grand intérêt. Il est vrai qu'en compensation c'est à cette absence d'érosion

postglaciaire énergique que nous devons de disposer de formes glaciaires intactes. La moraine de La Toba constitue un exemple particulièrement démonstratif de ce qu'on a appelé un complexe d'obturation glaciaire latérale.

L'étude des vallons voisins nous a pleinement confirmé l'existence dans ce secteur de la vallée du Trueba, au Quaternaire, d'une langue glaciaire digitée ayant au moins 200 m d'épaisseur. Presque en face du vallon de la Toba, le barranco de Cubilla, à l'entrée duquel est construit le petit village de Bárcenas, a été, lui aussi, barré à environ 1 km 500 en amont par la moraine latérale poussée par le glacier principal. Les formes du barrage sont ici moins harmonieuses que celles de l'arc de la Toba, probablement parce que la place manquait, en amont, dans ce vallon étroit. La moraine avait donc l'aspect trapu d'un barrage-poids, à peine arqué, parfaitement collé aux deux versants. Vers l'aval, la place où s'est logée la langue latérale (qui, ici, en raison de sa courte longueur, devait plutôt avoir l'allure d'un lobe court) est encore bien visible dans les formes et a l'allure d'un demi-bol. L'empreinte glaciaire s'y lit bien, de sorte qu'on a l'impression d'un stationnement assez long.

Les matériaux de la moraine sont ici bien visibles et d'un abord facile. Le bouchon morainique de refoulement a été totalement éventré par l'érosion du ruisseau de La Cubilla, à la suite du retrait des glaces (Pl. VI-A). On a là d'excellentes coupes, soit sur les berges souvent rafraîchies du torrent actuel, soit sur les cotés des chemins creux par lesquels sont traînés vers Bárcenas les troncs d'arbre des forêts situées dans les parties supérieures de la vallée. Le faciès de la formation ne laisse aucun doute sur son origine. L'hétérométrie est très grande: les gros blocs dépassent le mètre, tandis que les graviers, sables et limons provenant de la désagrégation des grès et des schistes sont très abondants. Entre ces deux extrêmes la répartition des matériaux par dimensions semble assez uniforme. L'émoussé est faible, tous les éléments sont subanguleux. L'absence de classement et de stratification s'impose à la vue. La présence de *calcaires* bleus, en fragments de toute taille, confirme l'apport par le glacier, car ces calcaires n'existent pas dans la partie amont du vallon, alors qu'ils existent en abondance dans la partie amont de la vallée principale du Trueba. Un autre caractère essentiel de la formation est sa fraîcheur. Les éléments fins sont très clairs et la patine des blocs, très souvent à peine esquissée, n'a pas pénétré du tout dans la masse.

Il existe, ici aussi, une plaine d'obturation en amont de la moraine, mais elle est loin d'avoir l'ampleur de celle de la Toba. Elle n'a pas 100 m de large (y compris la largeur actuelle de l'entaille postglaciaire) et, si elle est subhorizontale dans le sens longitudinal, elle ne l'est plus latéralement, vraisemblablement à cause des apports finiglaciaires de blocaille fine provenant de la cryoclastie sur les versants, eux-mêmes très nettement réglés par cette blocaille. Nous n'avons pas fait d'étude détaillée du matériel de cette plaine, l'objet principal de notre recherche ne résidant pas là, mais dans une exacte détermination du volume de la langue glaciaire et de l'emplacement qu'elle occupait.

Nous avons encore eu confirmation de l'importance de cette langue et de ses ramifications en parcourant la vallée du río Lasia(ou La Sía) par la route d'Espinosa de los Monteros à Ramales. Le modelé y est un peu plus confus, au premier abord, mais on retrouve bien la moraine d'obturation à deux kilométres environ, à vol d'oiseau, du confluent du Trueba, un peu avant le km 9 de la route (fig. 19). Au cours de la récession glaciaire et postérieurement, elle a été incisée près de la rive droite vers laquelle le torrent actuel fait un coude très net. De ce fait, le centre et la partie située près de la rive gauche ont été bien conservés. Ils constituent la butte allongée cotée 981, sur laquelle sont construites plusieurs fermes. Le torrent actuel travaille encore assez pour saper la base des versants et rafraîchir ainsi les coupes en coup de gouge qui permettent de se rendre compte du faciès des formations. Il est le même que celui de la moraine du barranco de Cubilla. Dans un ensemble où dominent les éléments fins apparaissent des blocs de diverses grosseurs, gréseux et *calcaires*, alors que ces derniers affleurent à peine dans le bassin amont de la Sia. L'ensemble est clair et très peu altéré. On peut cependant observer au virage situé au km 8,5, une coupe d'une partie très plane de la moraine où,

Fig. 19.—LA MORAINE D'OBTURATION DE LA VALLÉE DE LA SIA vue de la rive droite, légèrement en aval.

sous une vingtaine de centimètres d'un sol podzolisé, apparaît une zone orangée ne dépassant pas quelques décimètres en profondeur. Cette altération d'une partie horizontale de la moraine serait-elle une preuve d'une ancienneté plus grande qu'il ne paraît au premier abord?

On peut, en ce qui concerne cette vallée de La Sia, se poser une question qui se représentera d'ailleurs à propos des vallées situées plus à l'Est sur le flanc sud du massif du Caballo. Pourquoi cette vallée n'a-t-elle été englacée qu'en aval par un lobe provenant du glacier principal, alors que, selon F. Lotze, et comme on peut le vérifier grâce aux moraines, de petites langues glaciaires se sont constituées à des altitudes équivalentes au sommet de la vallée du Miera et dans celle de Bustalveinte actuellement sèche? Il semble qu'il s'agisse à la fois d'une question de situation topographique en ce qui concerne l'alimentation en neige et d'une question d'exposition en ce qui concerne la fusion, et partant l'accumulation. La haute vallée du Miera est largement ouverte aux vents dominants du Nord-Ouest; elle était donc régulièrement «la première servie», et donc la mieux servie, lors des précipitations neigeuses. La vallée de Bustalveinte était sous le vent, mais séparée seulement par une ligne de hauteurs de la haute vallée du Miera. La vallée de la Sia, au contraire, était située à plus de 10 km sous le vent, et en était protégée non seulement par les crêtes précédentes mais par une autre barrière constituée par le Lusa (1562 m) et l'Imunia (1518); elle ne devait donc recevoir de précipitations neigeuses que lorsque la situation météorologique favorable se prolongeait. L'orientation de cette vallée vers le Sud-Ouest était aussi particulièrement défavorable à la conservation de la neige, tandis que celle du Miera s'ouvrait vers le Nord-Nord-Est et celle du Bustalveinte vers l'Est. Pour ces divers motifs cinq ou six petits cirques ou grandes niches ont été modelés et sont en-

core assez bien conservés sur le versant nord du haut Miera tandis que l'on ne devine qu'une ébauche de formes de nivation dans la partie amont de la vallée de la Sia, à l'ombre de l'Imunia. Il a donc existé ,au maximum, dans cette partie de la vallée,de petits glaciers ou gros névés qui ne sont pas arrivés à constituer une langue dans le talweg principal. Leurs eaux de fonte ont dû transporter, après triage, une partie des matériaux que produisait la cryoclastie sur les pentes non enneigées et participer ainsi à la constitution de la plaine alluviale située en arrière de la moraine obturant la vallée.

C'est à la même situation topographique et à la même orientation que nous attribuons l'absence de formes et de formations vraiment glaciaires dans la vallée du Mailo, dernier affluent du Trueba, avant Espinosa, sur sa rive gauche. On peut, tout au plus, considérer que son sommet a été aménagé en niche par la neige. Comme, d'autre part, cette vallée confluait très près du point où la langue glaciaire principale se terminait, celle-ci, certainement de volume sensiblement réduit vers l'aval, ne semble pas avoir pénétré dans la partie basse de cette vallée latérale, car nous n'y avons pas retrouvé de restes de moraine, ni de plaine d'obturation.

d. *Le complexe morainique terminal d'Espinosa de los Monteros*

De proche en proche, l'étude des parties inférieures du haut bassin du Trueba nous a permis de nous faire une idée assez précise de la place qu'y a occupée la langue terminale issue du glacier composite qui avait envahi sa partie amont assez largement ouverte. Formée vers 1400 m d'altitude au pied du Massif du Valnera, du Pic de la Miel et du Pic du Fraile, un peu plus bas peut-être, au Sud, au pied de la Churra, la langue de glace descendait lentement vers le défilé de las Machorras. Elle n'y atteignait plus que l'altitude de 950 m environ, ce qui rend très vraisemblable, comme l'indique F. Lotze, une terminaison vers 800 m d'altitude en aval d'Espinosa, au débouché de la vallée, dans la dépression monoclinale qui borde l'ensemble montagneux. Une nouvelle étude des buttes *les plus rapprochées* d'Espinosa, que nous considérions comme des éléments de la racine d'un gros cône torrentiel ancien, nous a confirmé qu'il s'agit bien plutôt des restes d'une ancienne moraine frontale. Cette nouvelle étude a été grandement facilitée par les coupes fraîches qui ont été faites, au pied de celle des deux buttes 771 la plus rapprochée d'Espinosa au Sud-Est, à l'occasion de la construction d'une grosse villa (Pl. V-B). L'ancienne coupe ne mettait guère en valeur que quelques gros blocs de grès dur subanguleux, paraissant très peu roulés, au milieu d'un cailloutis comportant des galets et des graviers qui, eux, l'étaient beaucoup plus. Tous ces éléments non classés et non stratifiés, enveloppés dans une matrice argileuse, semblaient justifier la première hypothèse, proposée par nous, d'une mise en place torrentielle. Tout au plus pouvait-on être un peu surpris des dimensions des gros blocs dont certains dépassent le mètre.

Reprise sur nouveaux frais, l'enquête conclut à la présence d'un dépôt glaciaire. Si l'on considère le faciès de la formation dans cette optique, le transport des gros blocs s'éclaire. Reste, cependant, l'abondance des éléménts roulés. S'agissant d'une moraine, on a lieu d'en être surpris. Sans doute faut-il considérer qu'il s'agit de formations du domaine glaciaire frontal, où sont repris des éléments antérieurs, déjà roulés, qui ont été travaillés, à nouveau, par les eaux proglaciaires. Au surplus, l'arrondi n'est que très rarement parfait: les galets ou les graviers roulés gardent toujours soit la forme d'ensemble du fragment originel, soit, pour le moins, quelques creux que le frottement des autres éléments durs n'a pu atteindre. On ne saurait mieux les comparer qu'à des pommes de terre mal épluchées à la machine. Seuls quelques galets de grès relativement tendres ont presque acquis l'arrondi parfait.

Les caractères ci-dessus, mais essentiellement la très forte hétérométrie, conduisant donc à admettre l'origine glaciaire de ces formations, faut-il considérer que cette révision peut s'étendre aux dépôts précédemment décrits en aval, à une altitude également élevée au-dessus du cours d'eau actuel? Des différences essentielles montrent qu'il n'en est rien. La fraîcheur des matériaux de la moraine est remarquable, tout comme elle l'était en amont: les galets de

grès sont à peine patinés extérieurement et cette patine, jaune clair, ne pénètre pas dans la masse. Au contraire, les grès roulés du placage ancien type du km 4 de la route dite de Villasante à Entrambasmestas ont une patine rouille et même chocolat qui s'atténue extérieurement lorsqu'ils sont exposés longtemps aux intempéries actuelles, mais dont on peut apprécier l'intensité et l'épaisseur en cassant les galets. Parfois même de petites concrétions ferrugineuses sont fixées à l'extérieur du galet, indice d'un commencement d'encroûtement de la formation. Enfin nous avons déjà signalé que quelques galets de grès tendre ont pourri dans cette formation, indice supplémentaire de sa mise en place ancienne. Ces différences de fraîcheur ont une signification d'autant plus grande qu'elles concernent des formations distantes à peine de 2 km. D'autre part, et c'est là un trait supplémentaire très important, il n'y a pas d'éléments calcaires dans la formation rubéfiée, alors qu'ils abondent dans la moraine où on en trouve de toutes les grosseurs depuis le bloc de 50 cm jusqu'au gravier. Il s'agit de calcaires durs généralement sombres: noirs ou gris-bleu. Nous n'avons pas cherché à déterminer exactement leur nature, ce qui ne nous eût vraisemblablement pas apporté d'indications sur l'endroit précis du bassin amont dont ils proviennent, car on retrouve les mêmes faciès en des points divers de celui-ci. On pourrait être étonné de trouver surtout des calcaires de teinte assez foncée intérieurement, alors que les masses urgoniennes se remarquent partout dans le paysage à cause de leur blancheur. On se souviendra cependant que ce blanc de neige provient d'une patine superficielle très mince dissimulant un calcaire gris (18). D'autre part dans la très épaisse série du Crétace inférieur apparaissent des «niveaux plus marneux, bleutés ou gris sombre» vers la base, par exemple, de la masse des calcaires de Las Machorras (19).

En résumé, les formations de la butte 771 A se présentent comme des éléments d'une moraine; formation relativement récente et de nature très différente des placages de cailloutis conservés en aval sur le sommet plat des buttes marneuses et dont la mise en place par les processus torrentiels propres aux climats sub-arides reste donc vraisemblable. Bien que les corrélations à grande distance fondées sur les seuls faciès soient sujettes à caution, on ne peut s'empêcher d'évoquer les formations du Lannemezan (20) comparées aux moraines wurmiennes de Lourdes (21).

C'est en nous fondant sur ces différences de faciès (si nettes lorsqu'on dispose de bonnes coupes) que nous avons essayé de délimiter le domaine de chacune d'elles dans la dépression monoclinale d'Espinosa.

F. Lotze figure sur sa carte (fig. 17) la moraine frontale sous la forme de deux arcs très rapprochés, un peu décalés vers l'Ouest par rapport au débouché de la vallée du Trueba, arcs interrompus au Sud-Est à l'emplacement de la gorge au fond de laquelle coule le cours d'eau actuel. La butte 771 A aurait appartenu à l'extrémité orientale de l'un des deux arcs, ou, peut-être, aux deux réunis. Ce tracé interprétatif semble fondé sur l'existence de la butte allongée 798 (fig 16) au Sud-Ouest d'Espinosa, butte doublée d'un second ressaut (774) beaucoup moins net en aval. Ces deux buttes, ainsi que la 771 A dont nous avons déjà parlé, sont, en effet, les seules qui ressemblent à des témoins de bourrelets morainiques.

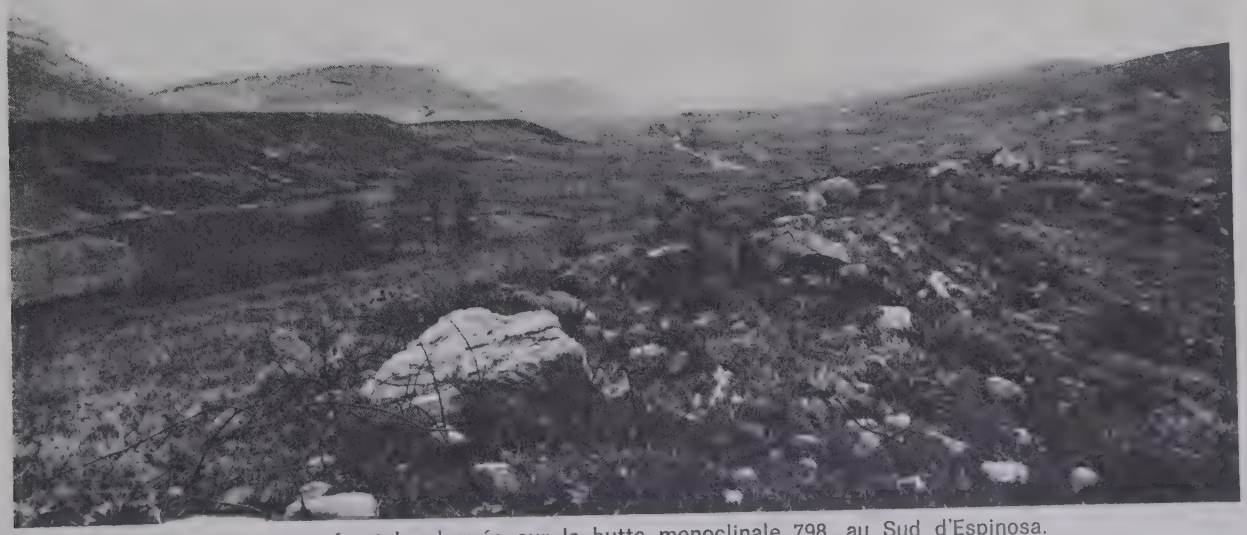
Les autres restes de formes du domaine frontal donnent un relief bosselé assez confus. On ne peut guère, malgré son abondance, compter sur le matériel détritique conservé en surface pour préciser dans quelle partie de ce domaine on se trouve, en raison de l'extraordinaire travail d'épierrage et, parallèlement, de construction de murettes qui a transformé ce secteur en un damier de prairies et de champs bien clos, dans lequel il est souvent long et désagréable de circuler, les murettes ayant une hauteur suffisante pour s'opposer aux déplacements du bétail et pour gêner ceux des géographes. Seuls quelques très rares blocs dépassant 1 m. 50 de lon-

---

(18) RAT. P. Thèse p. 104.
(19) CIRY R. Thèse p. 95.
(20) TAILLEFER F. Thèse p. 82, 124, 129.
(21) ALIMEN H. (1935). Grandes lignes de l'histoire glaciaire des Pyrénées de la Bigorre.

PLANCHE VI

A. — La moraine obturant la vallée de la Cubilla vue de l'aval.



B — La moraine frontale plaquée sur la butte monoclinale 798, au Sud d'Espinosa.

gueur et encastrés dans le sol ont été laissés en place. Les moins gros, qui pouvaient être roulés, ont été, pour le moins, placés sur le bord des parcelles, mais il n'est pas rare d'en trouver d'un mètre, retaillés sur une ou deux faces et incorporés aux murettes. Cet épierrage, l'absence de coupes et une couverture d'herbe uniforme rendent toute interprétation délicate. Dans les rares cas où l'observation est possible en profondeur, nous avons pu vérifier qu'il est tout aussi imprudent d'affirmer qu'une prairie est installée sur plusieurs mètres de moraine, que d'affirmer qu'elle l'est sur la roche en place.

Les murettes permettent cependant de délimiter assez bien l'extension maximale du front morainique, car on peut supposer que les cailloux n'ont jamais été transportés bien loin par les cultivateurs. On constate que cette limite correspond à peu près au pied de la petite cuesta qui divise la dépression monoclinale en deux et qui est le prolongement de l'avant-cuesta qui existe partout au pied de notre cuesta principale. C'est ainsi que le plus gros bloc que nous connaissions en aval, bloc de plus de 1 m. 50 de long, a été porté à 150 m. du pied de cette petite cuesta, en aval de la butte allongée 774, la plus avancée.

Cette extension vers l'aval, à plus d'un kilométre, nous a fait nous demander si la butte 771B, située à environ 2 km. au Sud-Est d'Espinosa n'était pas également morainique. Cette butte surmontant de plus de 20 m le placage de cailloutis rubéfiés subhorizontal que nous avons étudié, et considéré à cause de son altération comme beaucoup plus ancien que la moraine, il eût été très intéressant de pouvoir établir avec certitude la superposition de ces formations en cet endroit. Malheureusement, la butte est tellement recouverte de taillis et de bois que, s'il nous a été possible de trouver à son sommet un bloc gréseux de plus d'un mètre, il nous a été impossible de trouver une bonne coupe permettant les comparaisons souhaitables. Par contre, l'étude détaillée de cette butte nous a donné l'occasion de constater le rôle de la structure de détail dans la répartition et la conservation, en certains points de la dépression plutôt qu'en d'autres, des diverses formations détritiques. Le couronnement de la butte est, en effet, solidement installé sur le bord d'une minuscule cuesta provenant de la mise en valeur d'une petite passée dure. Haute de moins de 20 m, elle est très nette à l'Ouest où elle est totalement dépourvue de formations détritiques, ce qui ne manque pas d'étonner, en raison du creusement que cela suppose postérieurement à la mise en place du dépôt qui a dû recouvrir le tout. L'existence de cette butte nous a fait penser qu'il est très vraisemblable que les buttes 798 et 774, à l'Ouest, ne soient pas exclusivement des bourrelets morainiques, mais plutôt des buttes structurales sur lesquelles les matériaux détritiques sont restés perchés lors de la fonte de la langue terminale (Pl. VI B). La butte 798 est d'ailleurs dans le prolongement du relief monoclinal que suit le cours supérieur du petit arroyo de la Cena au Nord-Est de Para. De même, la butte 774 semble être la continuation de la butte 730 suivie par le cours inférieur de la Cena. L'illusion d'avoir affaire exclusivement à un bourrelet morainique est d'ailleurs accrue par le fait que les gros blocs ont souvent été entreposés à leur sommet par les cultivateurs, parce que l'arête terminale y servait de limite naturelle aux champs et prairies. Quoi qu'il en soit des formes conservées de ces moraines, on a vu que l'extension des très gros blocs suffit à délimiter l'emplacement qu'occupait autrefois la langue terminale du glacier du Valnera. Considéré en lui-même, cet emplacement paraît assez étendu, puisqu'il a 2 km^2 environ. Il ne s'agit pourtant que d'une partie réduite de l'entonnoir de percée cataclinale au travers duquel le Trueba continue actuellement sa course. L'axe de la percée est en effet décalé de 5 km par rapport au tronçon terminal de la vallée amont du Trueba par lequel le glacier débouchait sur le piémont, et, de plus, cette dépression est divisée en deux compartiments, dans le sens Est-Ouest, par l'avant-cuesta déjà citée. Or, le lobe terminal n'a occupé que la partie occidentale du compartiment amont.

C'est en partie à ce décalage des deux tronçons du Trueba, l'un par rapport à l'autre, qu'est due la conservation des formations torrentielles anciennes déjà décrites, en marge de la zone occupée par le glacier.

3 — Les rapports du complexe morainique terminal et des cailloutis torrentiels anciens du Sillon d'Espinosa

Au sortir de la vallée amont, la langue de glace s'est dirigée à peu près en ligne droite, avec peut-être une simple inflexion vers l'Est, si l'on admet que la butte 771 B est un reste de moraine. Le cône torrentiel que l'altération de ses matériaux nous a conduit à considérer comme beaucoup plus ancien que la moraine, avait été, lui, construit par des processus qui, bien que non fluviatiles, laissaient un rôle appréciable à l'écoulement liquide. Or, cet écoulement semble s'être depuis fort longtemps organisé en fonction de l'existence de l'avant-cuesta formant barrage. Les laves torrentielles, et plus tard les eaux plus claires, ont glissé le long de ce barrage jusqu'à un seuil, situé en amont de Loma de Montija et dû probablement à une inflexion de la petite passée dure dont la mise en valeur a donné cette cuesta accessoire. En aval de ce passage étroit, noeud hydrographique vers lequel ont convergé toutes les eaux de la partie amont de la dépression, celles-ci, disposant à nouveau de tout l'espace nécessaire, ont construit un système de terrasses emboîtées dont nous nous occuperons lorsque nous nous intéresserons aux épisodes ayant suivi la glaciation. En amont, le torrent avait étiré son cône jusqu'au passage obligatoire, tandis que le glacier, beaucoup moins souple et aussi à bout de course, a dû à peine amorcer un glissement de ce côté.

Ainsi, entre le bord oriental du lobe terminal du glacier et la petite percée cataclinale de l'avant-cuesta, située à plus de 2 km, a été conservé le lambeau du cône ancien étudié au km 3-4 de la route de Villasante, ainsi qu'un autre lambeau accolé au Sud-Est à la butte 771 B. Le premier de ces lambeaux, taillé en sifflet, atteint presque la percée de Loma; il s'y rapproche beaucoup d'un autre élément ayant la même allure de butte plate couronnée, mais celle-ci allongée le long de la rive droite du rio Grande qui descend au Nord du massif du Caballo (1482 m). Ce nouveau témoin, s'il paraît avoir été mis en place au cours du même épisode climatique, semble, par contre, avoir été construit par cet arroyo, ou par celui de los Cocinos, mais pas par le Trueba. On en a confirmation en remontant le cours du premier vers l'amont. On trouve ainsi, cette fois rive gauche, une autre butte plate allongée (La Riva 767 m), d'une grande perfection de formes, couronnée de cailloutis torrentiels. Après un ensellement où apparaissent les marnes sous-jacentes et où passent la voie ferrée et la route, la butte se poursuit vers l'amont par des placages des mêmes cailloutis, également perchés. On a là, bien évidemment, les restes d'un ancien cône construit par l'arroyo.

Si l'on pouvait avoir le moindre doute sur l'origine locale de ces formations, l'observation de leur faciès le lèverait. C'est, en effet, un faciès torrentiel, comme celui des formations du Trueba, bien que les éléments durs en soient beaucoup moins roulés. Au lieu d'avoir affaire à des blocs gréseux, déjà assez arrondis, on a des plaques dont les arêtes sont à peine émoussées. Le type moyen est le parallélépipède de 25 cm $\times$ 25 $\times$ 5. Le faible émoussé de ce matériel, dont les éléments proviennent de la désagrégation de bancs durs, est en rapport avec un transport beaucoup moins long que celui des blocs des cailloutis du Trueba. Un coup d'oeil sur la carte montre qu'en moyenne le parcours a dû être au moins trois fois plus court. D'autre part, alors que le rio Grande était un véritable torrent à pente raide qui devait charrier, de ce fait, une lave épaisse, le Trueba, à son arrivée à Espinosa, devait avoir une pente plus réduite. Ayant déjà déposé une partie de sa charge en amont, il disposait de plus d'eau pour brasser les éléments restants, ce qui explique le faciès plus fluviatile de ces dépôts anciens.

D'autres petits cônes ont été construits dans la dépression marneuse au débouché de chacun des torrents qui descendent du massif du Caballo. Après celui du rio Grande, le plus étendu est celui de l'arroyo de Canalejas, bien étalé en aval du village de Noceco. Maisons et murettes ont été construites avec ses éléments durs, ce qui ne permettrait guère de trouver les limites de la formation en place si celles-ci n'étaient nettement marquées par l'apparition

brutale des marnes claires sous-jacentes.

A Noceco, comme au débouché du rio Grande, près de Montecillo, la construction d'un cône a dû être favorisée par le fait qu'avant d'arriver dans la dépression marneuse, largement ouverte, les arroyos passaient dans un chenal très étroit, trait de scie entre deux solides chevrons taillés dans un ensemble schisto-gréseux de plus de 100 m de puissance.

Un cône du même genre a dû exister au débouché du Cerneja, mais il a été postérieurement plus démantelé que les petits, car, sans avoir, et de loin, l'ampleur de celui du Trueba, le bassin versant de ce cours d'eau est plus étendu que celui des arroyos Grande ou Canalejas. Toujours est-il que, seule, la grosse butte triangulaire située rive gauche, au pied de l'avant-cuesta et au Sud d'Agüera semble bien être un témoin de ce cône ancien.

L'extrême intérêt d'un recensement de ces cônes du piémont du Caballo réside dans le fait que leur situation au pied de la montagne, comme le faciès des formations qui les constituent, sont les mêmes que ceux du grand cône du Trueba; l'un d'eux, nous l'avons vu, était même manifestement coalescent avec ce dernier au Nord de la percée de Loma de Montija. Une mise en place simultanée de ces cônes paraît donc incontestable. Or, la face sud du Caballo ne semble pas avoir été englacée. L'étude du terrain pas plus que l'examen des photographies aériennes n'y révèle, en effet, aucune accumulation pouvant être considérée comme morainique. Tout au plus peut-on penser que les têtes des vallons ont été modelées en niches de nivation et supposer qu'un petit bourrelet, situé dans le bassin supérieur du rio Grande, y bordait un névé. Cette absence d'englacement est due, comme pour les vallées de la Sia et du Caballo, déjà étudiées, pour partie, à l'exposition au Sud, mais aussi à une altitude plus réduite et à un éloignement accru du front des précipitations neigeuses. Quoi qu'il en soit, elle lève le dernier doute concernant l'origine des cailloutis anciens supérieurs. On aurait en effet pu se demander, après avoir constaté l'importance des moraines conservées dans la vallée du Trueba, et, comme nous le verrons bientôt, celle des nappes fluvio-glaciaires qui leur sont associées, s'il ne s'agissait pas d'autres formations fluvio-glaciaires, construites à l'aide des matériaux de moraines plus anciennes. L'absence de tels matériaux dans les petites vallées, alors que les constructions de piémont sont très volumineuses, nous confirme dans l'idée que ces dernières sont les formations corrélatives d'une étape préglaciaire de la morphogénèse aux manifestations brutales dues à un climat subaride. Des précipitations espacées, mais occasionnellement abondantes, devaient opérer un transport en masse dans des laves boueuses, plus ou moins épaisses selon le moment et l'endroit.

Cependant, même dans cette hypothèse, un doute peut subsister en ce qui concerne le climat sous lequel se sont produites ces accumulations, la subaridité pouvant accompagner le froid aussi bien que le chaud. Dans le cas d'un climat froid, la rétention due au gel, suivie de la libération due au dégel rapide, peut donner des phénomènes du même ordre que la mobilisation des formations superficielles par une grosse averse sous un climat semi-aride chaud. Une explication fondée sur ces remarques a été proposée récemment en ce qui concerne la construction des cônes de déjection de la région sous-vosgienne, au débouché de petites vallées encaissées du genre de celles du massif du Caballo. Il s'agirait de «mises en place brutales, probablement sous l'effet de brusques crues de fonte des neiges sur sol gelé» (22). Ces cônes, «parfois très grossiers», dateraient *tous* (23) des périodes froides; «seules des nuances différencient les divers dépôts, en dehors de leur degré d'altération».

Des processus de ce genre pourraient être entrés en action dans le massif du Caballo durant le Quaternaire froid, l'altitude du piémont (800 m) compensant en partie la différence de latitude. On pourrait admettre que de petites débâcles locales, ont pu s'y produire dans l'ambiance périglaciaire d'un secteur situé à la limite de la zone englacée. Mais, contrairement à

---

(22) C. R. 45e Exc. Interuniv. en Alsace (J. TRICART et divers auteurs). An Geogr. N.° 399, Sept. Oct. 64, p.p. 529-30.
(23) C'est nous qui soulignons.

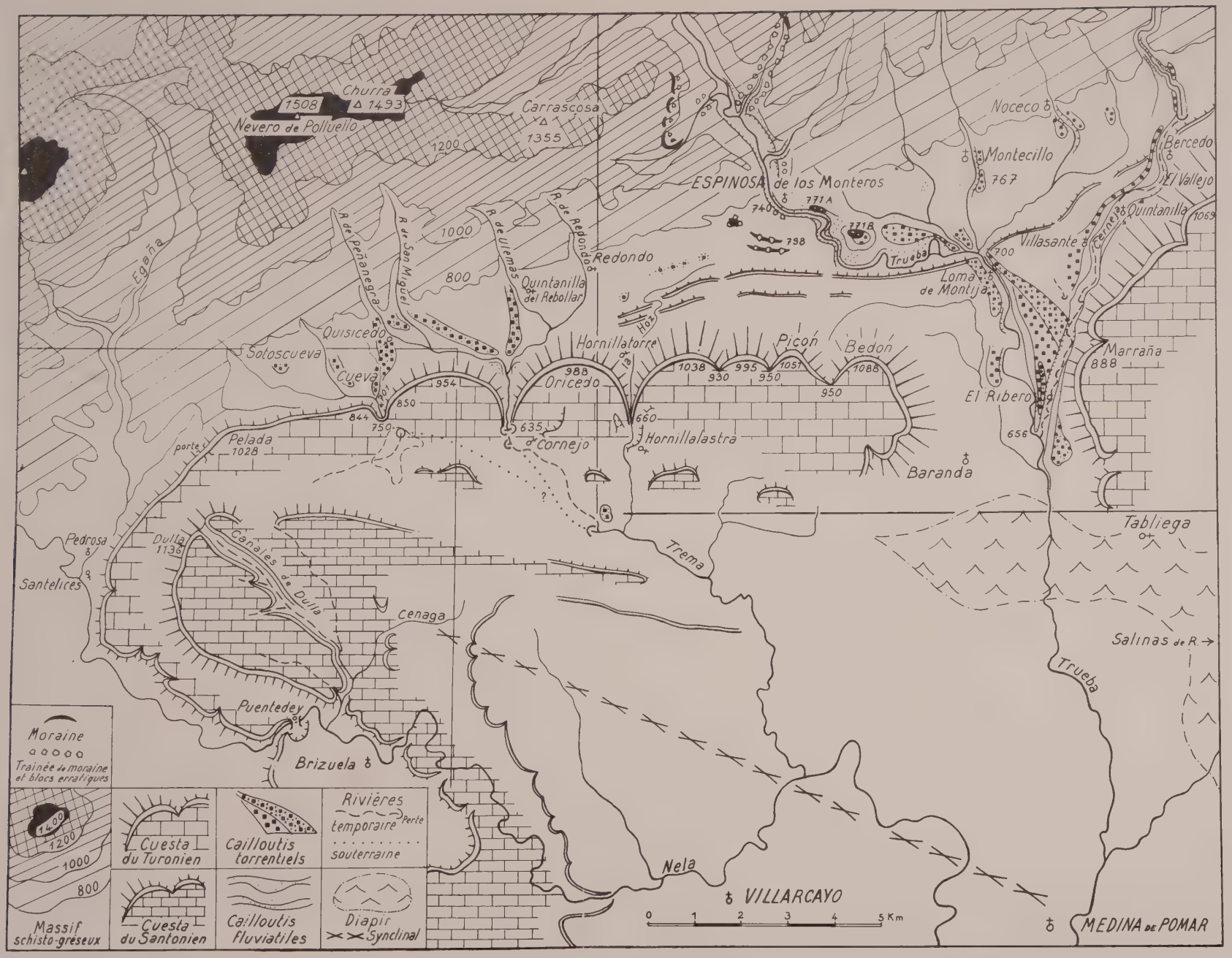


Fig. 20.—LE SECTEUR OCCIDENTAL DE LA GRANDE CUESTA.

ce qu'il semble en être dans la région sous-vosgienne, les formations alluviales emboîtées n'ont pas ici toutes le même faciès. L'étude des emboîtements du même genre situés à l'Ouest d'Espinosa, au pied du massif de La Churra, le confirme. Dans les deux cas en observe des différences considérables entre les cônes et les formations alluviales mises en place postérieurement; celles-ci, sûrement, nous le verrons, sous climat froid. Les différences de style sont beaucoup plus nettes en ce qui concerne ces petits cônes qu'en ce qui concerne le gros cône d'Espinosa. Dans l'entonnoir de percée du Trueba, en effet, et malgré une première impression contraire fondée sur les faciès, on pourrait admettre, à la rigueur, qu'on a affaire à des cônes alluviaux emboîtés, plus ou moins longs, construits sous des climats qui ne différaient que par des nuances dans l'humidité, et rejoindre ainsi l'interprétation concernant les cônes sous-vosgiens considérés comme construits, *tous*, par des systèmes d'érosion semblables. Au pied du Caballo, et encore mieux dans les petites cuvettes qui morcellent la dépression monoclinale séparant de la partie occidentale de la cuesta le massif de la Churra, on se rend, au contraire, parfaitement compte que les emboîtements constatés sont le fait de systèmes d'érosion foncièrement différents. Les cônes anciens y ont des caractères plus tranchés que ceux du cône d'Espinosa. Leurs restes sont, encore aujourd'hui, enracinés au pied même de la montagne, où ils ont plusieurs mètres d'épaisseur, même au débouché de torrents relativement médiocres dont le bassin versant n'a que quelques kilomètres carrés; leur forte pente dépasse parfois 5%. Ces placages épais de laves caillouteuses, se poursuivaient dans les cuvettes de la partie ouest du «sillon» monoclinal jusqu'aux médiocres percées de ce secteur de la cuesta, comme le montrent les belles lanières qui en subsistent encore et rappellent celle de la butte de La Riva, au Sud de Montecillo, au pied du Caballo. Les plus nettes sont celles qui se situent au Sud-Ouest de Quintanilla del Rebollar et dont la partie située au Nord de la grand' route a servi de carrière (Pl. IV-A) et celle de Quisicedo (fig. 20).

En contrebas de ces lanières, des couloirs, profonds de 10 à 20 m, ont été dégagés et vont en s'élargissant vers l'aval. Ils sont à peine garnis de formations alluviales et celles-ci ne deviennent un peu épaisses que juste en amont des percées. Au pied de la montagne, et dans la totalité de la cuvette, c'est donc un ou plusieurs épisodes de fort creusement qui ont succédé à l'épisode de grosse accumulation. Ceci est tellement net que les traits de structure de détail (passées dures dans le Cénomanien) qui disparaissaient complètement par ennoiement sous la lave torrentielle, ont été remis en valeur dans les dépressions ainsi récurées. Tout ce qui a été enlevé au-dessus, torrentiel ou roche en place, a été entraîné en dehors de la cuvette; même, et nous reviendrons plus tard sur ces cas spéciaux, lorsque, dans certaines percées, l'écoulement se faisait souterrainement par des galeries karstiques.

Le doute, ici, n'est donc plus permis; on n'a nullement, comme il semble que ce soit le cas au pied des Vosges, une succession d'épisodes semblables. Or, en comparant les formations du piémont du Caballo et celles d'Espinosa qui leur sont coalescentes, nous verrons bientôt que les coulées alluviales mises en place après le défoncement des cônes anciens, l'ont été, à coup sûr, pendant la période froide durant laquelle le glacier du Valnera s'est installé dans la vallée du Trueba, puis en a disparu. Nous ne pensons donc pas qu'on puisse, en aucune façon, attribuer aussi à un système d'érosion s'exerçant sous climat froid les cônes anciens dont les caractères sont si différents; ceux-ci représentent, à n'en pas douter, l'oeuvre d'un système d'érosion sub-aride à grands contrastes, mais à dominante chaude et non pas froide. Le fort creusement postérieur, comme la disparition totale des éléments calcaires dans un matériau qui a dû en contenir à l'origine, au moins dans le cône d'Espinosa, nous conduit à les considérer comme fort anciens. Nous n'avons, cependant, aucun élément particulier d'information nous permettant de les dater de façon certaine. Leur construction est-elle à synchroniser avec celle des glacis alluviaux des pays aquitains méridionaux dont H. Enjalbert considère qu'ils ont «été construits, au même titre que le Lannemezan, sur le type des cônes de déjections en pays aride ou semi-aride» (24), ou peut-on même aller jusqu'à considérer qu'ils sont l'équivalent,

---

(24) ENJALBERT H. Thèse p. 401.

dans ce secteur, du Lannemezan lui-même? La modestie de leur volume n'interdit même pas cette dernière hypothèse, car cette modestie n'est que relative, si l'on tient compte des différences considérables d'extension des bassins intramontagnards dont ils sont issus. Le rapport approximatif de 1 à 10 existant entre le volume du cône d'Espinosa et celui de Ger est à peu près le même que celui des bassins versants respectifs livrés à l'érosion en montagne.

4 — Les traces des diverses étapes de la glaciation dans le domaine frontal et proglaciaire

Les constatations faites jusqu'à présent montrent que le glacier n'a pas occupé tout le compartiment amont de l'entonnoir de percée du Trueba et que les limites aval des formations morainiques du domaine frontal sont assez nettes pour qu'on puisse les distinguer assez facilement des restes des formations torrentielles anciennes. Il est,par contre,plus délicat de se représenter les rapports du glacier avec la partie amont du grand cône d'Espinosa, car sa racine devait y être éventrée lorsque la glace l'a atteinte.

a) *Le creusement préglaciaire*

On ne saurait, en effet, admettre que la langue glaciaire, en arrivant à Espinosa, a trouvé ce cône dans l'état où l'avait laissé le dernier épisode torrentiel ayant participé à sa construction. Si l'on en juge par la grande différence de fraîcheur existant entre les formations de ce cône et celles de la moraine, c'est même une longue période d'activité morphogénétique, comportant des creusements et évidements, qui a dû s'écouler entre ces deux épisodes. Nous sommes mal renseignés sur cette période vers la fin de laquelle la glace a dû se former progressivement, au cours d'un épisode froid et humide. Tant que ce glacier descendait dans la vallée, il se produisait un creusement linéaire, dû aux écoulements notables provenant, soit des précipitations pluviales ou neigeuses survenant au-dessous de la limite des neiges permanentes, soit des eaux de fonte estivales du glacier en progression.

b) *Le vallum morainique de retrait d'Espinosa*

A la suite des épisodes d'érosion linéaire que nous venons d'évoquer, la gorge d'Espinosa devait être en partie creusée et le cône déjà bien éventré lorsque le glacier atteignit ce secteur. D'ailleurs, si les formations déjà étudiées sur les buttes frontales font foi de la submersion par le glacier des témoins latéraux de l'ancien cône, d'autres formes, plus modestes, situées près du grand coude que la gorge décrit près de la ville, semblent avoir été construites en fonction de l'existence préalable de cette gorge. L'abrupt de rive concave de celle-ci y est, en effet, comme écrêté et surmonté d'un petit bourrelet de quelques mètres de hauteur à allure de vallum morainique (fig. 21).

Les pentes ont été très soigneusement épierrées, en amont comme en aval, pour créer des pâturages. mais les murettes et les chemins creux contiennent une grande quantité de blocaille (Pl. V-A). Il est vrai que ces formations pourraient appartenir à la moraine frontale puisqu'on ne se trouve qu'à quelques centaines de mètres du front du glacier; mais les formes ne laissent guère subsister de doutes au sujet du caractère local de cette construction. Ces formes peuvent être facilement observées de l'aval (du sud du cimetière d'Espinosa, près de la voie ferrée). Leur rebord régulier n'est interrompu que par quelques petits ensellements où passent routes et chemins. Ce petit vallum est même mieux dessiné que la moraine frontale principale démantelée dont nous avons signalé qu'elle ne fait, en bien des endroits, que compléter un modelé de buttes structurales monoclinales.

Lors de son retrait, le glacier a donc stationné à l'emplacement du coude du Trueba, ce qui nous fait supposer qu'il ne s'agit pas d'un arrêt ou d'un retour dû à une pulsation climatique, mais de la conservation, lors d'un retrait progressif, d'un épais culot de glace dans le creux évidé en amont du cône ancien, et dans ce cône, par les écoulements préglaciaires définis ci-dessus, creux élargi par la poussée de la glace lors de la phase finale de la progression. L'exposition au Nord de l'abrupt du coude favorisait, au surplus, la conservation de ce culot qui a

Fig. 21.—LE VALLUM MORAINIQUE DE RETRAIT D'ESPINOSA.—Il s'agit, à la vérité, d'un placage morainique construit au sommet de l'abrupt de méandre du Trueba préglaciaire.

dû subsister alors qu'une partie de la langue avait déjà fondu en amont.

c) *Les constructions fluvio-glaciaires*

Nous poursuivrons vers l'aval l'étude des traces de la récession du glacier, ce qui nous conduira à nous représenter comment ont été mises en place les formations fluvio-glaciaires. (Fig. 16).

Il est très probable que l'écoulement d'une fraction importante des eaux de fonte s'est fait d'abord latéralement, puisque la gorge préglaciaire restait obstruée par la glace. Divers chenaux ont dû être ouverts, mais certains seulement se sont maintenus longtemps. C'est ainsi que le chenal ouvert au Sud-Ouest est encore bien visible; la voie ferrée et la route l'empruntent, mais il a dû être vite abandonné, car les eaux ne trouvaient pas, en aval, un exutoire comparable à la percée de Loma de Montija. Nous avons, en effet, déjà signalé que les percées cataclinales de la partie occidentale de la cuesta ne sont en rien comparables à celle du Trueba. Un autre chenal, demeuré plus ou moins embryonnaire, a dû aussi être amorcé en direction du Sud; mais nous pensons que c'est surtout vers le Sud-Est que se produisait l'écoulement. Les formes en sifflet de la butte morainique 771 A en témoignent; ses deux faces allongées ont dû être taillées par de puissants courants; un passage se faisant au pied du massif du Caballo, l'autre sur l'emplacement de la gorge préglaciaire, probablement réutilisée en aval, même lorsqu'elle était encore en partie obstruée en amont.

En aval de ces étroits passages, les eaux ont pu s'étaler et déposer leur charge dans les formes en creux dégagées à 10 ou 15 m au-dessous de la surface du cône ancien. C'est dans ce secteur qu'on réalise le mieux toute l'ampleur du creusement préglaciaire. Celui-ci n'avait guère laissé subsister que le quart de la construction torrentielle antérieure. Les eaux proglaciaires, très chargées d'alluvions, n'étaient pas capables d'opérer ce démantèlement. Il a donc fallu, comme nous le supposions, qu'il soit réalisé antérieurement, au cours de longs épisodes ayant précédé la formation du glacier, mais postérieurs aux écoulements torrentiels qui ont construit

le cône (25).

Il est donc très peu probable, et son étude détaillée le confirme, que le remplissage alluvial soit homogène, même si, en surface, il semble, au premier abord, ne constituer qu'une nappe qu'on aurait tendance à considérer comme *la* nappe alluviale principale fluvio - glaciaire. Tout d'abord, au cours des épisodes de creusement, des trajets différents de l'actuel ont certainement été suivis, comme en témoigne, par exemple, un couloir au fond plat, actuellement dépourvu d'écoulement, divisant en deux le placage ancien du Km 4, ou la taille en biseau ou en petits paliers de la même nappe à l'Est, du côté de la percée secondaire. Le sommet de l'épandage révèle aussi le caractère très local de la sédimentation. En l'analysant en détail avec l'aide des photographies aériennes, on constate que des cônes plats s'y sont individualisés; l'un d'eux a été construit au sortir du couloir situé à l'Est de la butte 771 A; il n'a rien à voir avec un cône de transition, car il n'est pas lié directement à la moraine, mais a été construit en contrebas, après que cette dernière ait été éventrée. D'autres cônes plats rejoignent aussi la nappe au pied du Caballo; ils sont installés au sortir de larges couloirs creusés dans les cônes anciens, mais on se souvient que dans ce secteur, non ou peu englacé, les cours d'eau ne furent pas soumis au rythme glaciaire proprement dit, de sorte que ces derniers cônes ne sont probablement pas contemporains des autres.

En résumé, si l'on ajoute aux traits observés les restitutions vraisemblables qui concernent les parties cachées en profondeur, on doit admettre qu'on a affaire à un véritable complexe alluvial, même si on n'y inclut pas, pour l'instant, la nappe inférieure bien nette située juste au-dessus du lit majeur.

Cette complexité s'accusant encore en aval de la percée secondaire où apparaissent plus nettement des paliers supplémentaires, il nous a paru indispensable de rechercher des critères permettant de distinguer la provenance des matériaux des diverses parties de ces nappes et de préciser l'ordre dans lequel elles ont été mises en place les unes par rapport aux autres.

d) *Critères permettant de distinguer les nappes: granulométrie et proportion d'éléments calcaires.*

Des comparaisons granulométriques et morphométriques nous auraient, en principe, permis de distinguer dans les nappes la part des matériaux plus grossiers repris aux formations torrentielles, mais, dans ce pays couvert, nous ne disposions pas de coupes assez nombreuses et assez franches pour les tenter. Nous aurions pu alors avoir recours aux éléments utilisés pour la construction des murettes; mais ils sont déjà triés et on ne sait jamais exactement en quel point ils ont été pris. Quant aux très gros éléments, leur présence ne renseigne nullement sur le faciès de l'environnement, car ils subsistent dans toutes les nappes, descendant sur place, par sapement à leur pied, lors de chaque remaniement.

Pour apprécier l'ancienneté de la mise en place, l'étude des éléments se conservant mal paraît plus intéressante. Les grès tendres ne seraient utilisables que si l'on disposait de coupes franches et fraîches, permettant de constater comment se sont comportés ces éléments une fois la formation alluviale fixée, car, dans les coupes médiocres ou anciennes, les grès friables sont rarement identifiables. Restent *les calcaires.* Leur présence est si frappante dans les moraines éventrées qu'on ne saurait douter de la valeur du critère. Nous avons ainsi déjà signalé que, dans la moraine d'obturation latérale du barranco de la Cubilla, un chemin creux, ainsi que les coups de gouge provoqués par la reprise d'érosion actuelle dans la gorge post-glaciaire, mettent à jour des blocs et des galets d'un bleu si franc, contrastant tellement avec le jaune ou le blanc des grès, qu'il est impossible de s'y tromper, même de loin. Ces éléments, dont les dimensions vont du gravier au bloc de plus de 50 cm, ont gardé des formes subanguleuses, mais

---

(25) Nous rejoignons ici les auteurs qui ont travaillé dans les Pyrénées; en particulier P. BARRERE qui a montré que le glacier du Gallego est arrivé dans un piémont démantelé (BARRERE P. 1963. La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales...) et H. ENJALBERT (Thèse p. 399) qui, à propos des diffluences glaciaires de Lourdes, marque à quel point leur trace «était en rapport avec le vigoureux travail de l'érosion préglaciaire qui les avait rendues possibles».

leurs arêtes sont déjà bien émoussées; c'est un matériau type de moraine. On retrouve ces mêmes calcaires, mais dont les éléments petits et moyens sont nettement plus roulés, dans les coupes faites dans la butte 771 A pour établir les fondations de quelques villas.

Encouragé par la netteté de ces caractères et l'abondance du matériau, nous en avons recherché partout les traces dans les formations alluviales dont nous supposions qu'elles avaient été construites, au moins en partie, à l'aide des éléments des moraines, de façon à les distinguer avec certitude de celles que nous considérons comme préglaciaires. Ceci nous a d'ailleurs amené à revenir d'abord en amont de la moraine frontale, pour nous intéresser aux éléments assez bien conservés de la haute terrasse. Il nous semblait, en effet, que celle-ci, ainsi que les cônes qui se raccordent avec elle au débouché des vallons affluents, devait avoir été construite, au début de la récession glaciaire, en grande partie avec les matériaux frais, abondants, fournis par les moraines latérales d'obturation, chargées en éléments calcaires, dont nous venons de parler. Ce n'est, en effet, que par assimilation abusive avec les emboîtements observés en aval de l'ancien front glaciaire, qu'on pourrait, au premier abord, penser que cette terrasse supérieure est de même origine torrentielle ancienne que le cône d'Espinosa. S'il est bien évident qu'une nappe de ce type a dû exister en amont de ce cône, ne serait-ce qu'au moment où, cette période se terminant dans l'impuissance, la charge ne pouvait plus atteindre le piémont, il est non moins certain que cette nappe a dû ensuite être bien incisée, avant et pendant la progression glaciaire et que ce qu'il en restait a dû être, en grande partie, enlevé par la poussée de la langue glaciaire en progression.

Lors d'une première étude entreprise sur le lambeau de terrasse bien conservé rive gauche, avant le confluent de l'Arroyo du Mailo, notre hypothèse nous parut cependant démentie par les faits, le calcaire n'apparaissant pas. N'étions-nous pas victime d'une illusion; les lambeaux d'un cône latéral ancien n'avaient-ils pas été épargnés par la langue terminale dont l'épaisseur devait aller en diminuant à son arrivée vers le piémont? Ou, ne s'agissait-il pas, au contraire, d'un élément de cône beaucoup plus récent, construit latéralement, bien après la récession, à l'aide de matériaux d'une vallée affluente où n'apparaît pas le calcaire. Cette dernière hypothèse, pour le moins, paraissait contredite par le volume de la construction détritique considérée et surtout par l'existence d'un autre cône aux dimensions plus modestes, emboîté au-dessous et qui, lui, paraissait mieux donner la mesure des phénomènes plus récents.

Une étude plus poussée de la formation nous a permis de lever ces doutes. Nous avons en effet retrouvé les calcaires bleus, mais à plusieurs décimètres de profondeur, aux endroits où les crues exceptionnelles arrivent encore à saper cette terrasse située dans une concavité de la vallée. Ces calcaires ont la même granulométrie et la même fraîcheur que ceux des moraines d'obturation, mais une étude de toute la coupe nous a montré que ceux recueillis en se rapprochant de la surface du sol sont attaqués par la dissolution au point que les petits éléments précédemment roulés sont rendus informes et que les plus gros ont perdu le poli qu'ils avaient acquis, probablement à la suite d'un parcours de plusieurs kilomètres dans les eaux juxtaglaciaires.

Il semble donc évident que, depuis la mise en place de cette nappe fluvio-glaciaire, celle-ci s'est appauvrie en surface en calcaire par dissolution des éléments de petit volume. C'est une constatation qu'il nous a été possible de faire également en de nombreux endroits en aval d'Espinosa. Chaque fois que nous avons dû limiter nos observations à la surface du sol, ou aux murettes, nous n'avons trouvé qu'assez peu d'éléments calcaires et leur volume, assez gros, allait de celui du poing à celui de la tête. Quelques éléments plus petits, mais déjà de plusieurs centimètres, nous ont été fournis par les champs où certaines façons profondes récentes les ont fait remonter en surface; mais ce n'est que lorsque les formations ont été franchement éventrées qu'on retrouve les éléments calcaires de petit calibre permettant de distinguer sûrement la nappe fluvio-glaciaire des formations préglaciaires. C'est ainsi que nous avons retrouvé un faciès exactement du type de celui des formations des fondations des villas de la butte 771 A à 500 m en aval de celle-ci, dans un chemin creux ouvert sur un abrupt de rive concave,

à 6 m environ d'altitude au-dessous des précédentes, ce qui permet de les considérer comme faisant partie du même ensemble frontal de transition entre la moraine et la nappe. Un peu plus en aval, à un kilomètre de la même butte, c'est encore dans un chemin creux que nous avons trouvé des éléments calcaires fins. Par contre, lorsqu'on s'éloigne encore de la moraine frontale et qu'on se rapproche, au contraire, des restes du cône ancien dans sa partie sud-est (secteur des pépinières du Ministère de l'Agriculture), on s'aperçoit que, même à un niveau situé à plusieurs mètres au-dessous de ces placages supérieurs, niveau qui paraît en continuité avec la nappe considérée comme fluvio-glaciaire, on trouve des formations dont le faciès se rapproche beaucoup plus de celui des cônes anciens, en particulier par la coloration orangée de la matrice. Il existe bien quelques gros éléments calcaires, mais il ne s'agit plus de calcaires bleus se dissolvant facilement. On a affaire à des calcaires durs gréseux qui ont résisté à la dissolution, bien qu'ils appartiennent à une formation ancienne; ils n'apparaissent en effet que dans les tranchées profondes de la route forestière. Cette absence de calcaires bleus facilement solubles, dans des formations déposées en contrebas des formations torrentielles anciennes nous paraît bien confirmer l'existence d'un alluvionnement intermédiaire postérieur aux épisodes anciens, mais antérieur à ceux de la récession qui a suivi le maximum glaciaire.

Il nous est, pour cette étape, difficile de déterminer la nature du système d'érosion correspondant; il est peu probable qu'il ait été subaride comme le précédent, puisque nous constatons qu'il s'est surtout manifesté par un creusement, mais nous n'avons pas non plus de preuves de ses rapports avec un glaciaire ancien. A cet épisode on doit probablement attribuer le dégagement de la butte isolée 771 B, dont le couronnement alluvial est resté perché au-dessus d'un talus marneux assez bien nettoyé de ces formations, l'ouverture du large chenal mort qui divise en deux le long témoin ancien du Km 4, ainsi que celle d'un premier chenal de l'arroyo de Cobes, vers son confluent avec le Trueba, près de la percée de Loma. Le fond de ce chenal devait se trouver au niveau des paliers retaillés de chaque côté dans les formations anciennes. Nous aurons d'ailleurs l'occasion de mieux définir ce second épisode ancien en aval de la percée de Loma, où le système des nappes, au premier abord plus complexe, est aussi plus fertile en enseignements.

e) *La dernière étape de la récession glaciaire: la construction de la basse terrasse.*

Avant d'étendre nos observations plus en aval nous voudrions faire remarquer que si l'oeuvre des eaux de la récession glaciaire est délicate à apprécier à sa juste valeur, parce qu'elle s'est accomplie dans un cadre ayant subi depuis la construction des cônes anciens de multiples remaniements et destructions, les écoulements fluviaux de l'époque glaciaire ont eux-mêmes changé de caractère dans le temps en un point donné. A mesure que le glacier maigrissait et reculait vers l'amont, les charges libérées étaient différentes. Ainsi, lorsque fondirent les lobes que le glacier avait poussés dans les vallées affluentes inférieures, un stock de matériaux morainiques se trouva libéré, ce qui permit aussi la descente des matériaux des plaines d'obturation. Il est probable, par contre, que, lorsque fondirent les parties supérieures du glacier, elles ne libérèrent que peu d'éléments détritiques, car les reliefs qui n'étaient pas recouverts par la glace étaient peu volumineux et n'avaient pu fournir beaucoup de pierraille par cryoclastie. On est même fondé à se demander si, à un moment donné, vers la fin de la récession, les eaux de fonte peu chargées n'étaient pas capables de réinciser la nappe alluviale construite à des kilomètres en aval au début de cette récession, dégageant ainsi le lit de la basse terrasse dont on constate l'existence en contrebas de la nappe fluvio-glaciaire principale.

Il est vrai qu'une telle hypothèse tendrait à enfermer à tout prix les diverses manifestations morphogénétiques de type glaciaire et fluvio-glaciaire dans le cadre d'une seule glaciation. N'est-il pas plus vraisemblable d'attribuer l'incision de la nappe principale à la récession consécutive à une glaciation postérieure limitée dans notre domaine aux sommets? Nous reviendrons sur ce thème.

En amont d'Espinosa, c'est à partir de Las Machorras, c'est à dire en aval du verrou très net dû à l'existence de gros bancs de calcaires urgoniens, qu'apparaît une basse terrasse bien nette. C'est sur elle qu'est construite la grand'route, rive gauche, du confluent du rio de la Sia jusqu'à 1 km en amont de Barcenas, ce qui permet de supposer qu'elle n'est pas couramment inondable et donc bien distincte du lit majeur. D'autre part, elle est située, au confluent cité, à plusieurs mètres au-dessous de la racine du cône lié à la haute terrasse que nous considérons comme construite à l'époque de la fonte des glaces dans ce secteur; elle en est séparée par un abrupt très franc. Elle est encore bien nette en face des confluents des arroyos de La Toba et de la Cubilla avec le Trueba, bien que leurs cônes supérieurs, rapprochés l'un de l'autre, y aient mieux défendu la haute terrasse. A partir de Barcenas, celle-ci ne subsiste que sur une partie de la rive gauche, car le lit majeur se dilate au point d'occuper presque toute la vallée. Il semble qu'il en soit de même juste en amont d'Espinosa, où la ville basse paraît avoir été construite dans ce lit majeur. Elle doit d'être épargnée par les inondations au fait que la gorge de raccordement du lit ordinaire, creusé en aval, a été approfondie par les écoulements postglaciaires.

Il nous paraît utile d'insister, à cette occasion, sur cette extension du lit majeur dans tout le tronçon de vallée compris entre Las Machorras et Espinosa; elle souligne l'importance du bassin versant amont, suffisant pour rassembler, encore actuellement, un volume d'eau abondant en période de grosses pluies ou de fonte rapide de la neige. Cette remarque conduit à ramener à sa juste proportion le rôle du glacier dont F. Lotze fait état dans le façonnement de cette vallée à fond plat (26). A notre avis, la part du creusement par la glace a été probablement moins grande que celle du sapement latéral très énergique du torrent préglaciaire, issu du vaste bassin amont, dont les écoulements actuels rappellent l'extension.

C'est aussi l'étendue de ce bassin versant qui rend vraisemblable l'hypothèse d'un creusement énergique, vers la fin de la récession glaciaire, dans les formations alluviales déposées dans la partie aval de la vallée au début de celle-ci. La partie amont du glacier peu chargée en débris, devait, en effet, avoir encore un beau volume et fournir des eaux abondantes capables de préparer le lit de la basse terrasse.

D'Espinosa à la percée de Loma, la basse terrasse est plus continue qu'en amont et ses limites sont plus nettes, tant par rapport à la nappe principale fluvio-glaciaire, dont elle est séparée par un talus de plusieurs mètres, que par rapport au lit majeur qui ne s'est pas dilaté à ses dépens autant qu'en amont. Ces traits nouveaux paraissent avoir diverses causes. En amont, le lit dans lequel se sont installées les formations fluvio-glaciaires était très large: c'était le lit de l'oued préglaciaire élargi, ou du moins bien nettoyé, par le glacier; le cours d'eau de la fin de la récession a pu y divaguer comme le fait le cours d'eau actuel. En aval il était, au contraire, canalisé par la gorge déjà creusée dans le cône ancien et, d'autre part, il pouvait s'enfoncer plus facilement dans les formations marneuses du «sillon monoclinal d'Espinosa» qu'il ne pouvait le faire dans les formations schisto-gréseuses qu'il traversait en amont; l'addition de ces deux facteurs conduisait à un creusement plus affirmé. Mais, d'autre part, les eaux chargées des matériaux repris en amont à la haute terrasse construisaient une nappe continue bien individualisée à partir de la sortie de la gorge approfondie.

On voit une fois de plus par l'exemple de la basse terrasse que toutes les constructions alluviales et leurs emboîtements en amont et en aval d'Espinosa ne peuvent être expliqués qu'en fonction de conditions locales. C'est dire que lorsqu'une formation semble en continuité avec une autre, il convient toujours de se demander si la continuité est bien certaine et de prêter la plus grande attention aux facteurs locaux pouvant avoir modifié le dynamisme du cours d'eau. Nous allons retrouver les mêmes problèmes en ce qui concerne le système alluvial construit en aval de la percée secondaire de Loma de Montija.

---

(26) Article cité, paragraphe intitulé: U. Täler et Fig. 4.

5 — Les constructions alluviales en aval de la percée secondaire de Loma de Montija

On est étonné de l'étroitesse de la percée de Loma de Montija dans la cuesta secondaire lorsqu'on connaît le volume des formations alluviales qui occupent la dépression en aval et qu'on réalise qu'il ne s'agit que d'une faible partie de celles qui ont franchi ce passage.

Cette percée n'est guère plus large, dans sa partie inférieure, que le lit ordinaire du Trueba, et il ne doit pas s'en falloir de beaucoup pour que les crues actuelles noient la route qui borde celui-ci. Dans sa partie supérieure, la percée s'évase cependant en V car les calcaires marneux de la petite cuesta ont été écornés, surtout rive droite. On ne trouve cependant de pavés ou de galets gréseux perchés dans la percée proprement dite que sur une largeur de 2 à 300 mètres, ce qui est encore peu, toujours si l'on considère le volume des matériaux qui ont transité par la gorge avant de se fixer dans les nappes construites en aval. Cela nous est une occasion de vérifier l'ancienneté de bien des formes du relief, même mineures. Ainsi ce compartimentage en deux de l'entonnoir de percée du Trueba existait déjà avant l'épisode morphogénétique que nous considérons comme préglaciaire. Le système d'érosion semi-aride qui nous paraît avoir été si énergique, à en juger par le cône d'Espinosa, n'a pas fait disparaître, ni même ennoyé ces formes qui n'ont pourtant que de 20 à 30 mètres de hauteur. On constate donc, en passant, que pour que nous puissions nous faire une idée exacte des étapes de la morphogénèse qui ont dégagé les formes en creux de tout ce domaine particulièrement contrasté, il nous faudrait pouvoir remonter assez loin dans le passé. Notre cône ancien signe seulement la fin d'une crise climatique de grande ampleur et de longue durée, mais nous ne savons pas si, au cours de cette crise, le climat a toujours eu les mêmes caractères. On aperçoit ici les limites de la méthode de restitution génétique par l'étude des formations détritiques corrélatives actuellement conservées.

L'étroite percée franchie, les formations alluviales se présentent distribuées en éventail jusqu'au pied de la cuesta principale qui borde l'entonnoir à l'Est. Les plus élevées et les plus externes doivent correspondre aux parties latérales d'un cône construit à partir de la percée secondaire. Elles ont tous les caractères des formations anciennes préglaciaires du compartiment amont. La construction du cône a dû être à peu près contemporaine de celle du cône d'Espinosa. Nous ne pensons pas, en effet, que, malgré sa situation en aval de celui-ci, on puisse le considérer comme construit avec des matériaux qui lui auraient été repris. Si l'on en juge par les gros placages conservés juste en amont de la percée, la lave torrentielle arrivait en quantité suffisante dans ce secteur pour qu'une partie s'engageât dans l'étroite percée et construisît, en aval, un deuxième cône à partir de ce point. Ces formations sont particulièrement bien conservées sur la rive gauche, probablement parce que, lors des rares mais violentes crues, les laves devaient être projetées vers la cuesta en direction sud-est, tandis que, plus tard, les eaux, moins chargées, et d'un volume moins considérable, se frayèrent un chemin plus direct vers la sortie de l'entonnoir située au Sud, réentaillant donc plutôt les formations anciennes sur la rive droite. Sur la rive gauche, leur carapace recouvre encore le sommet d'une butte de près de 3 km de long s'étirant à partir de l'Est de Loma jusqu'au confluent du Trueba et du Cerneja où elle est taillée en bec. Son exploitation en carrière pour la construction d'une partie des maisons permet de constater qu'elle est truffée de grès durs, assez bien roulés, noyés dans une matrice de couleur rouille. Les gros éléments ont de un à deux ou trois décimètres dans leur plus grande dimension, mais quelques gros blocs dépassant 50 cm. ont été entraînés dans la lave. Redisons, en passant, que leur arrondi et leur poli les différencient totalement des gros blocs erratiques qui parsèment le domaine frontal du glacier.

Lorsqu'on parcourt la butte sur laquelle est plaquée cette formation, on constate qu'on la retrouve, apparemment sans changement de faciès, à deux niveaux différents séparés seulement par une dénivellation de 3 à 4 m. C'est ainsi que, si l'on suit la route de Burgos à Bercedo par Villarcayo, on a l'impression qu'il n'y a aucune différence entre les cailloutis de La

Venta (fig. 16), au croisement de la route d'Espinosa à El Ribero et ceux sur lesquels on monte entre les km 38 et 39. On est donc amené à se demander s'il ne s'agit pas d'un simple palier retaillé dans l'épaisseur du cailloutis lors d'un déplacement latéral du torrent ancien. Il n'est pas possible de vérifier la continuité de la formation, faute de coupe absolument franche, mais l'hypothèse est vraisemblable si l'on se souvient qu'en amont, à l'endroit où un abrupt de méandre tranche le placage type du km 4, on constate que celui-ci a plusieurs mètres d'épaisseur.

Rive droite, le gros placage conservé au sommet de la butte située au Sud-Sud-Ouest de Loma paraît, sans contestation possible, avoir fait partie de la même construction torrentielle que les formations du sommet de la butte de la rive gauche; faciès et position topographiques en font foi. Il y a, par contre, solution de continuité entre ce placage supérieur et celui qui est situé sur le prolongement de la butte, en direction de Villalázara; ils sont séparés par une dénivellation de près de 20 m. Le talus assez pentu qui les raccorde est bien couvert de cailloux gréseux, mais une observation attentive montre qu'il s'agit d'éléments ayant glissé du niveau supérieur sur les marnes. Une preuve supplémentaire du caractère très superficiel et discontinu de la couverture est fournie par le fait que ce talus est cultivé régulièrement, alors que les deux nappes qu'il raccorde ne le sont pas; la continuité entre les nappes n'est donc qu'apparente, ce que la différence d'altitude et la rupture de pente laissaient prévoir. L'examen d'une coupe de la nappe inférieure est très facile à faire parce qu'au Nord-Est de Villalázara le Trueba actuel, coulant en contrebas, la rafraîchit régulièrement en sapant au pied les marnes qui la supportent. Cet examen permet de constater son allure beaucoup plus fluviatile que celle de la formation supérieure: les éléments ont de quelques centimètres à un ou deux décimètres et sont assez bien roulés, les plus plats étant nettement inclinés dans le sens du courant.

On peut donc se demander si l'on n'a pas affaire ici à une nappe fluvio-glaciaire, plutôt qu'à une construction intermédiaire mise en place au cours du défoncement préglaciaire du cône ancien dont le palier de la rive gauche marque un épisode. En faveur de l'hypothèse fluvio-glaciaire, on remarque que ce lambeau de faciès fluviatile paraît situé à la même altitude qu'un autre, également fluviatile, situé rive gauche au-dessous du palier. Mais le manque de continuité, et la faible extension des formations, rendent toujours délicates les vérifications fondées sur des comparaisons d'altitude. D'autre part nous avons trouvé quelques éléments calcaires bleus en surface dans le lambeau de la rive gauche tandis qu'il n'y en a pas dans celui de la rive droite ce qui, en définitive, nous conduit à supposer que ce dernier est plus ancien et a été déposé vers la fin de la longue période de creusement dont nous avons déjà constaté les effets en amont et qui s'est située entre l'époque de la construction des formations torrentielles sous climat subaride et celle du dépôt des formations fluvio-glaciaires. On peut être tenté, ici aussi, de se demander si ce creusement et cette nappe intermédiaire peuvent être mis en rapport avec une autre période plus ancienne d'englacement, mais nous avons constaté qu' aucun fait d'observation ne nous permet d'en juger.

Les difficultés que l'on éprouve à établir des corrélations entre les niveaux alluviaux situés en amont et en aval de la percée, ou même simplement d'un côté et de l'autre du cours actuel s'accroissent encore pour les nappes inférieures parce que les eaux fluvio-glaciaires, moins chargées que celles du torrent ancien, devaient avoir une plus grande mobilité. La moindre différence dans le dynamisme du cours d'eau s'est alors traduite par des déplacements latéraux avec balayage d'un secteur de cercle plus ou moins vaste selon les époques. Ainsi s'explique la multiplicité des paliers, rive gauche, au Sud-Est de Loma, multiplicité qui ne permet guère de distinguer des autres une nappe pouvant être qualifiée de principale, Plus loin en aval, c'est la terrasse inférieure, celle qui semble être l'équivalent de la construction alluviale que nous avons appelée en amont la basse terrasse qui a acquis un grand développement. En dehors de lambeaux n'ayant guère plus de 100 m de large, situés rive gauche au pied du bec d'interfluve d'El Ribero, on a l'impression que la nappe principale a été entièrement détruite. Il est probable qu'après avoir redéposé en amont de la percée, dans les méandres formant chicanes, les matériaux prélevés à la haute terrasse, les eaux décantées ont pu creuser

à nouveau, en aval, dans l'éventail alluvial plus ouvert, avant de reconstruire une dernière nappe, cette fois en amont de la barrière dressée en travers de la vallée, près de Barcenillas, par les éléments durs du Crétacé inférieur remontés sur la bordure du grand diapir de Salinas de Rosio.

On remarquera une fois de plus, à cette occasion, le caractère morcelé de la vallée du Trueba dans tout le secteur que nous avons étudié. Un premier compartiment s'étendait en amont, du verrou de Salcedillo à la gorge d'Espinosa, un deuxième allait de la sortie de cette gorge à la percée de Loma, le troisième va de cette percée à l'étroit situé en aval de Barcenillas; on a affaire, en somme, à un chapelet de petits bassins alluviaux n'ayant pas plus de 4 à 5 km de long et qui sont loin d'être disposés en ligne droite. On ne s'étonnera pas que l'étude des formations alluviales que nous avons pu y faire ne conduise pas à un schéma simple. De là des incertitudes tout au long du cours d'eau, en ce qui concerne les rapports entre les nappes alluviales.

Pour essayer d'échapper à ces difficultés, et d'arriver ainsi à une meilleure compréhension des principaux enchaînements morphogénétiques dans cette région, nous avons recherché s'il n'existait pas de secteur où les nappes soient plus continues et emboîtées d'une façon plus facile à interpréter. Notre attention a été ainsi attirée par un ensemble de terrasses étagées, situées sur la rive droite du Cerneja, affluent du Trueba qui longe le bord est de l'entonnoir de la grande percée.

6 — Les terrasses du Cerneja

En amont de Villasante deux terrasses dont les paliers horizontaux sont situés à 2-3 m et 8-10 m d'altitude relative, au-dessus d'un lit majeur dilaté, ont la perfection d'un exemple de manuel (fig. 22). La netteté et la simplicité de ce système paraît, au premier abord, apporter la

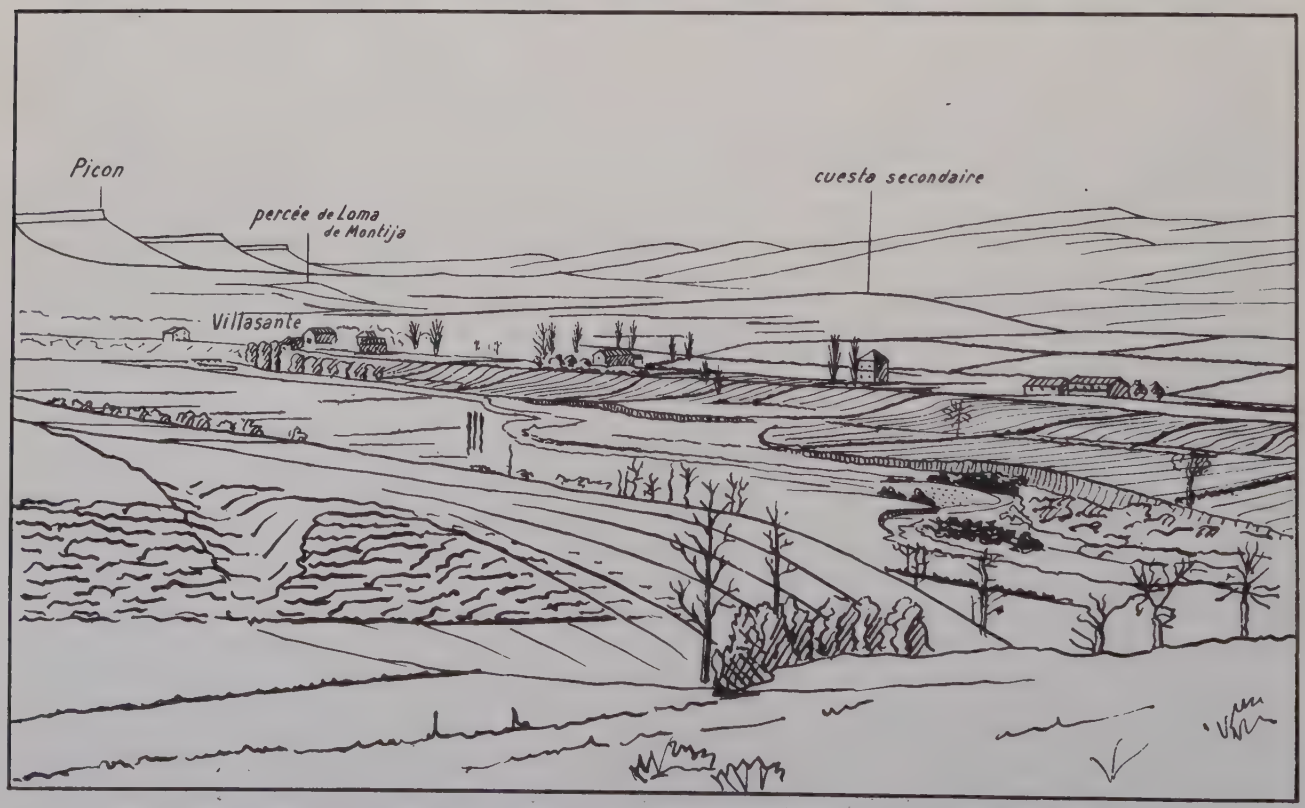


Fig. 22.—LES TERRASSES DU CERNEJA EN AMONT DE VILLASANTE, vues du pied de la cuesta, au Nord-Est de Quintanilla-Sopeña.

clef permettant de comprendre facilement les épisodes de l'histoire morphologique de la région au Quaternaire. On n'y est pas encombré, comme à Espinosa, de constructions glaciaires locales. Il ne semble pas, en effet, qu'une langue glaciaire se soit constituée dans cette vallée; ni même aucun glacier de cirque important dans son bassin supérieur; les enquêtes sur le terrain, pas plus que les photographies aériennes, n'y révèlent pas d'appareil morainique. On peut s'en étonner en raison de l'altitude du Caballo (1482 m) et du sommet voisin (1512 m) dont les versants faisant face au Nord et au Nord-Est sont ceux qui ont alimenté le Cerneja. Un peu plus au Nord-Est, en effet, leurs équivalents en altitude: Carrillo, 1456 m, Pizarras 1472, Veinte 1467 et Picon del Fraile 1632, ont alimenté la petite langue glaciaire du Bustalveinte (fig. 17). Il s'agit probablement d'une question de situation, car ces derniers sommets étaient les premiers servis par les vents du Nord-Ouest qui devaient être ceux qui fournissaient le maximum de neige. Quoi qu'il en soit, même si une étude plus minutieuse dans le secteur d'accès difficile du haut Cerneja, devait apporter la preuve de l'existence de petits glaciers de cirque ou de gros névés semi-permanents, on serait loin de l'accumulation glaciaire de la haute vallée du Trueba dont la moraine frontale d'Espinosa et mieux encore les dépôts d'obturation latérale nous ont montré l'importance, en nous en donnant les limites.

Si elle nous évite la présence des formations enchevêtrées du domaine glaciaire frontal, cette absence probable d'englacement notable dans la haute vallée du Cerneja n'est, il est vrai, pas tellement favorable à une comparaison des terrasses de ce cours d'eau et de celles du Trueba. Un synchronisme parfait entre les grandes périodes d'accumulation ou de creusement d'un secteur seulement enneigé, fut-ce parfois plusieurs années, et celles d'un secteur longuement englacé, est, en effet, peu vraisemblable. Mais, de plus, les constructions observées ne sont, pas plus que celles de l'éventail de Loma, en liaison directe avec la zone de montagne d'où proviennent les matériaux. Comme pour le Trueba, il existe un relais formé par les mêmes passées dures que celles qui séparent l'entonnoir de percée en deux compartiments. Apparaissant, ici aussi, en travers du cours du Cerneja (fig. 16), elles y créent une solution de continuité gênante en matière d'interprétation de terrasses alluviales.

Dans le compartiment d'amont, le Cerneja a, comme le Trueba et tous les torrents descendus du Caballo, construit un cône au sortir de la montagne, lors de l'épisode torrentiel subaride. Les restes de ce cône constituent la butte qui, partant de la montagne rive gauche, s'allonge juste à l'Est d'Agüera, ainsi que deux buttes triangulaires, encadrant le cours d'eau actuel, juste avant qu'il atteigne la cuesta secondaire. Elles sont couronnées de gros morceaux de dalles gréseuses peu roulés. Il n'est pas du tout certain que les deux dernières datent de la même époque; leur différence sensible d'altitude relative, alors qu'elles sont situées très près l'une de l'autre, nous inciterait même à penser que, si la plus élevée, rive gauche, est un témoin du plus vieil épisode sub-aride, celle de la rive droite qui est plus plate et a des rebords plus francs, est un peu moins ancienne. Pour le moins a-t-elle été retouchée lors de l'enfoncement qui, sur la rive droite de la percée de Loma, a provoqué le dégagement de paliers.

A 4 ou 6 m au-dessous de ces lambeaux anciens, une nappe alluviale continue garnit, dans la vallée, en amont d'Agüera, le fond d'une auge, large de 50 à 100 m. Elle se prolonge, à la sortie de la montagne, par un épandage s'élargissant en forme de cône plat en direction d'un seuil ouvert dans l'avant-cuesta, à l'Ouest de Bercedo. Ce seuil, étant plus large que celui de Loma, où passe le Trueba, les cailloutis n'en ont pas été chassés aussi énergiquement, d'où une solution de continuité plus courte, ce qui rend plus facile la recherche de liaisons entre les formations situées de chaque côté, soit par l'observation directe de quelques placages piégés entre les strates dures inclinées à contre courant, soit à l'aide des photographies aériennes. On est ainsi conduit à admettre que la haute terrasse de Villasante (fig. 16) est à rattacher au niveau ancien le moins élevé, celui de la butte plate, tandis que la basse terrasse est le prolongement de la nappe alluviale inférieure, bien conservée dans le compartiment amont.

Par son faciès plutôt fluviatile, quoique à éléments grossiers, la haute terrasse de Villasante ressemble d'ailleurs à la nappe située sur la rive droite du Trueba, entre Loma et Villa-

lázara, au-dessous des formations anciennes torrentielles supérieures. Elle pourrait avoir été construite à la fin de la période de creusement énergique qui a précédé celle de l'englacement dans le bassin du Trueba et de la forte nivation dans celui du Cerneja. Cette haute terrasse se poursuit en aval sur près de 4 km de longueur et vient buter sur le gros éventail alluvial du Trueba construit en face de la percée de Loma. Elle se raccorde avec lui à peu près au niveau du palier ancien taillé à La Venta dans le cailloutis torrentiel supérieur; mais ce fait n'apporte qu'une présomption supplémentaire en faveur de l'âge relatif que nous avons proposé de lui attribuer, car le rapport charge-débit des deux cours d'eau pouvait être assez différent, d'où des profils différents des nappes déposées, les raccords ne se faisant donc pas forcément exactement au même niveau dans la zone de confluence.

La nappe inférieure est très bien conservée en amont de Bercedo où elle continue celle qui garnit le fond de l'auge de la vallée montagnarde de l'Agüera. Elle a un caractère franchement fluviatile, ce qui conduit à y voir des apports et rebrassages des eaux nivales du Quaternaire froid. Le cours d'eau actuel traverse cette nappe dans un chenal étroit, mais profond de plusieurs mètres dont le calibre lui permet de ne pas sortir, même en période de crue. Passé le seuil de Bercedo, cette incision a des caractères bien différents, l'entaille dans la nappe, supposée d'époque glaciaire, s'agrandit, en effet, au point d'atteindre 100 à 200 m de large dans le secteur de Quintanilla à Villasante. Il semble que ce passage d'un travail en profondeur à un travail en surface soit dû à un changement de pente. Le Cerneja à son arrivée dans la dépression d'Agüera vient, en effet, de traverser la série des gros bancs de grès durs qui, divisés en chevrons, cuirassent la face sud du massif du Caballo. Ce secteur très dur détermine un ressaut dans le profil qui devient, au contraire, très plat, en aval du seuil de Bercedo.

L'étalement des épandages à l'aval de ce seuil nous a permis d'y faire d'intéressantes observations complémentaires. Nous avons, en effet, constaté que, si le Cerneja actuel attaque encore, en période de crue, quelques points du bord de la terrasse de 2 à 3 m de la rive droite, c'est à la vérité dans une autre nappe alluviale, située en contrebas, que ce maigre cours d'eau inscrit son réseau de bras anastomosés et de méandres nains (Fig. 22). Même en période de fonte des neiges, le plus large chenal n'y a pas plus d'une vingtaine de mètres, entre des berges de quelques décimètres de haut. Ce n'est donc qu'en raison de ses changements fréquents de tracé qu'il atteint, par endroits, le bord de la terrasse d'époque glaciaire et qu'on peut avoir l'illusion qu'il occupe quelquefois entièrement ce lit majeur, celui-ci étant, à la vérité, un héritage, en grande partie délaissé.

L'une des raisons de cet abandon, qui va jusqu'à la disparition totale du Cerneja en période d'étiage, est l'existence d'une perte karstique à 500 m en amont de Bercedo. Bien qu'on n'en ait pas de preuve certaine, à notre connaissance, il est très probable, en raison de la direction des couches et de leurs pendages, que le soutirage se fait au profit de l'Hijuela (affluent du bassin supérieur du Cadagua lequel apporte ses eaux à l'Atlantique) à travers les bancs du niveau calcaire inférieur du Turonien qui constituent l'avant-cuesta (27). Il est à supposer qu'il s'agit d'un karst ancien partiellement bouché, puis vidé et agrandi au cours de la période froide.

Le soutirage karstique n'a pas dû avoir, pendant cette période froide, un rôle aussi important qu'actuellement, non seulement parce que le karst n'a dû atteindre son développement que progressivement, mais surtout parce que les écoulements de grande crue devaient être plus abondants que de nos jours. On peut, par contre, s'étonner que le travail des eaux post-glaciaires, qui devaient être de volume réduit, ait été suffisant pour dégager le lit inférieur actuellement trop vaste, même en période de crue, la perte devant être capable à cette époque d'absorber, comme maintenant, une bonne partie d'un débit réduit. Ceci nous a conduit à nous demander si le creusement observé n'est pas en rapport avec une phase érosive plus énergique qui se situerait à la fin de l'époque glaciaire, phase équivalente à celle qui a préparé le lit de la basse terrasse dans la vallée du Trueba. Il est possible que dans la haute vallée du Cerneja une pul-

(27) RAT P. (1952): Sur la morphologie et l'hydrologie. . p. 8.

sation glaciaire récente ait livré des eaux de fonte abondantes provenant de névés installés dans les hautes têtes des vallons affluents exposés au Nord. Dans cette hypothèse, la nappe alluviale qui pouvait passer pour être celle d'un lit majeur, mais dont nous avons, dès l'abord, fait remarquer l'ampleur, serait l'équivalent de la basse terrasse, bien définie sur le cours du Trueba.

L'étude des emboîtements qu'on peut observer cette fois en aval, à 4 km de Villasante, à l'Est de Venta (fig. 23), nous paraît confirmer cette interprétation. Rive droite, la terrasse supérieure, en continuité avec celle de Villasante, se raccorde avec le palier inférieur du torrentiel ancien bien séparé de la partie supérieure du cône subsistant à 100 ou 150 m au Nord-Ouest. Le bord de cette terrasse, à peu près rectiligne, mais qui n'est plus abrupt, en raison de l'ancienneté de son dégagement, représente, à notre avis, le bord de l'auge dans laquelle se sont écoulées les eaux de fonte nivales pendant une grande partie du Quaternaire froid. De la nappe qui remplissait le fond de cette auge subsistent des lambeaux peu étendus, mais fort nets, qui constituent, comme à Villasante, une terrasse de 2-3 m. Le creusement qui a dégagé cette terrasse serait à attribuer à la pulsation glaciaire plus récente dont nous avons déjà observé les traces en amont de Villasante. Enfin les chenaux à berges fraîches, de quelques mètres à 10 ou 20 m de large au maximum, inscrits dans la nappe inférieure, sont des lits de crue actuels et non des lits ordinaires. On doit, en effet, considérer qu'il n'y a pas de lit ordinaire nettement délimité, puisque, en raison du soutirage karstique amont, il n'y a pas du tout d'eau en période d'étiage et seulement un mince filet au milieu du lit en période de basses eaux. On peut tout au plus admettre que, dans les parties larges, le nombre des chenaux en fonctionnement augmente en période de crue violente. Quoiqu'il en soit, le faux lit d'inondation n'est jamais rempli et ce n'est qu'en raison de déplacements accidentels que le cours d'eau attaque la terrase fluvio-glaciaire principale, ce qui pourrait conduire à des erreurs d'interprétation.

On voit, en définitive, qu'il est difficile d'établir un synchronisme exact entre les épisodes morphogénétiques de la période froide dans les vallées du Trueba et du Cerneja. Les constructions alluviales qu'on observe dans cette dernière ont été, de plus, influencées par le facteur très local qu'est le soutirage karstique.

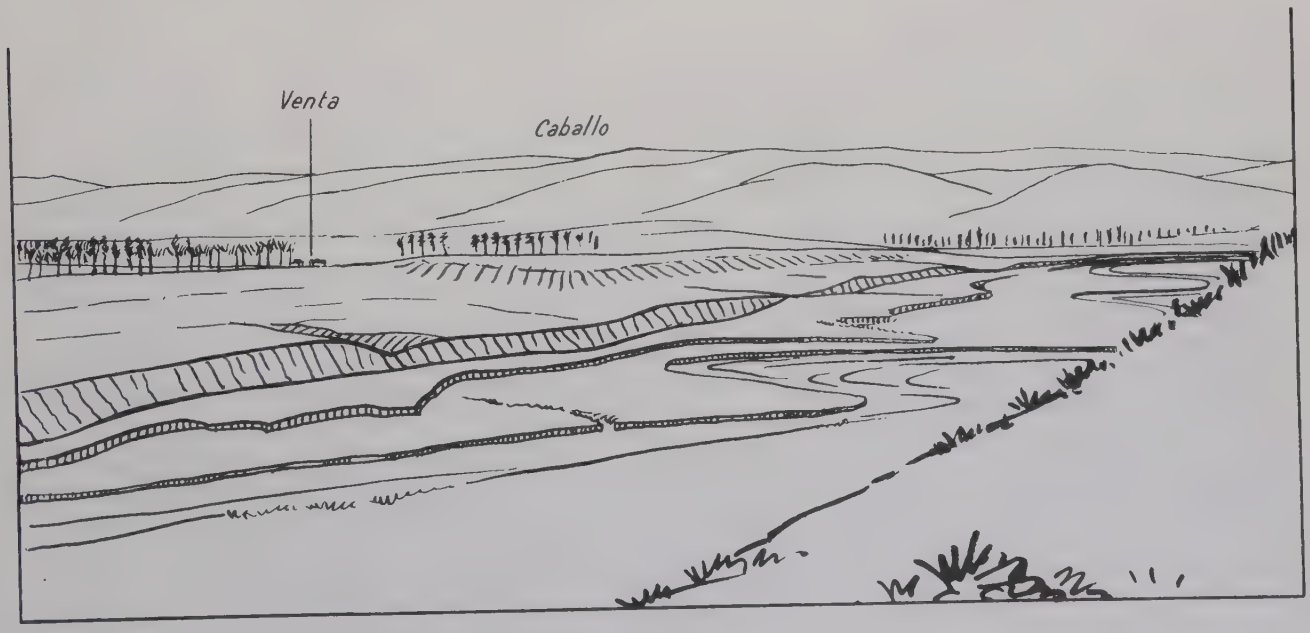


Fig. 23.—LES TERRASSES DU CERNEJA, A L'EST DE VENTA ET EN AMONT D'EL RIBERO. A droite de Venta (auberge), l'extrémité d'un élément de cône torrentiel ancien. En avant, le même cône retaillé. Au-dessous, élément de la terrasse fluvio-glaciaire supérieure. Au premier plan, fluvio-glaciaire inférieur.

D'ailleurs, et surtout, ici, comme sur le Trueba, un compartimentage local, provenant de la mise en valeur de passées dures, ne permet pas de suivre les nappes sur une distance suffisante pour en tirer des conclusions sûres au sujet de leur mise en place les unes par rapport aux autres. En particulier, une incertitude subsiste en ce qui concerne les corrélations de part et d'autre du seuil de Bercedo. C'est, en effet, en partie, par référence à la nappe de Loma - Villalázara que nous avons situé dans l'ensemble la terrasse supérieure de Villasante, alors que nous pouvions espérer, au départ, procéder en sens contraire.

7 — L'activité morphogénétique post-glaciaire

L'activité morphogénétique ne s'arrêta pas avec la fin de la récession glaciaire. Les formations qui sont descendues du versant sur la basse terrasse et qui adoucissent la rupture de pente sont bien évidemment postérieures à la construction de cette terrasse, comme les petits cônes torrentiels construits sur cette terrasse au débouché des torrents affluents dans les grandes vallées. Comme exemple caractéristique du premier type, nous citerons les éboulis provenant de l'avant-cuesta et construits sur la basse terrasse, en amont de la percée de Loma. Le cône inférieur de l'arroyo du Mailo, affluent de la rive gauche du Trueba, juste en amont d'Espinosa, est un bon exemple du second type.

Il n'est pas certain que les deux types de construction datent de la même époque, l'une étant due à la cryoclastie et l'autre ayant pu nécessiter une plus grande humidité. Le facteur essentiel semble cependant avoir été plutôt la cryoclastie, car tous les versants sont maintenant feutrés de blocaille, plus ou moins bien conservée, et visible, selon la nature des roches et les altérations qu'elles ont subies postérieurement.

En dehors des endroits où leur position sur la basse terrasse indique sans contestation possible leur âge relatif, ces formations cryoclastiques post-glaciaires ont pu se superposer à des formations plus anciennes, construites lors de la récession glaciaire, à mesure que les versants étaient peu à peu découverts. Le gel qui n'était évidemment pas une nouveauté dans cette vallée glaciaire, puisque c'est lui qui avait préparé une grande partie des matériaux avec lesquels furent construites les moraines, devait être encore actif durant la récession, du moins à certaines périodes et pendant certaines heures du jour, les traits climatiques dits périglaciaires étant alors réunis. Cette continuité, ou répétition, d'un même processus dans le temps entraîne d'ailleurs de délicats problèmes d'interprétation dont nous essayerons de donner plus loin une idée à propos du talus de la cuesta, sur le bord est de l'entonnoir de percée du Trueba.

Dans la partie amont de la vallée du Trueba, la cryoclastie post-glaciaire s'est particulièrement manifestée sur les gros bancs calcaires, à peu près monoclinaux, situés à mi-hauteur sur les deux versants. A leur pied, les pentes sont réglées, dans la mesure où des passées dures ne donnent pas lieu à l'apparition de corniches. Les formations terrigènes situées plus bas que les calcaires ont donné des matériaux fins susceptibles de solifluer lorsqu'ils ont été, plus tard, imbibés d'eau. Aussi est-on bien en peine, en amont du verrou de Salcedillo, de distinguer le moindre reste de moraine de fond ou de nappe alluviale ancienne sous le lourd manteau de débris qui colmate le fond de la vallée et qui est actuellement à peine incisé par un ruisseau de quelques mètres de large.

En aval de Las Machorras, les flancs de l'auge tranchant les gros hogbacks schisto-gréseux qui s'appuient, comme des contreforts, sur l'ensemble montagneux, sont également bien réglés. Encore que l'on puisse supposer que la composition du feutrage change selon l'ordonnance des séquences de ce complexe en un lieu déterminé, nous pensons que le type moyen doit être celui que nous avons observé à la faveur de décollements et qui est formé de plaquettes de schistes gréseux de quelques centimètres de long emballées dans une pâte argileuse provenant vraisemblablement de la décomposition postérieure d'éléments plus petits fournis par les schistes tendres.

Une étude détaillée des formations de blocaille recouvrant les versants semble pouvoir

être faite sur le talus de la grande cuesta qui constitue le bord oriental de l'entonnoir de percée du Trueba. Il semble même possible d'y distinguer plusieurs générations successives de cette blocaille calcaire, comme sur celui du Castro Grande dans le Valle de Mena, qui appartient au même ensemble de formes structurales.

Mais dans la percée du Trueba, la blocaille fraîche, actuelle ou subactuelle, occupe une extension qu'elle n'a nulle part dans le Valle, extension qui varie cependant beaucoup selon les endroits. Nous voudrions profiter de ce fait pour montrer, sur un exemple de grande dimension, combien sont nombreux les facteurs qui peuvent jouer un rôle dans la production ou la conservation des formations cryoclastiques. De la résultent de sérieuses difficultés pour déterminer à quel moment telle ou telle partie du manteau a été mise en place et pour fonder une chronologie s'appliquant à un domaine étendu et à une période relativement longue.

Au Nord-Est d'El Ribero (fig. 24), la blocaille fraîche recouvre tout le versant, du pied de l'entablement de la cuesta au niveau de la nappe alluviale inférieure du Cerneja. Ce versant, réglé sur toute sa hauteur, est cependant l'exception. Si l'on s'éloigne un peu vers le Nord, on s'aperçoit que, déjà sur le talus du Marraña, la blocaille s'arrête à mi-pente, et, si l'on poursuit vers Quintanilla, on constate qu'elle ne constitue plus qu'un petit feston de quelques dizaines de mètres, un peu en contrebas du pied de l'entablement. On s'étonnera donc moins qu'elle n'apparaisse plus du tout, ou en très petite quantité, dans le Valle de Mena et sur tout le front de la partie de la cuesta la plus élevée qui s'étend de Bercedo á Orduña. On se souviendra, d'ailleurs, qu'au sommet du talus on a affaire à une végétation chétive mal accrochée sur des éboulis récents. Aussi est-on en droit de se demander si, sur ce versant atlantique, si mouillé, cette végétation n'est pas mise en place très vite après le réglage du versant, grâce à l'existence de passées marneuses apportant, entre les éclats de calcaire, les éléments plus fins d'un sol. A cette fixation quasi immédiate concourraient donc ici à la fois un facteur climatique d'exposition et un facteur lithologique.

C'est aussi, en partie, un facteur lithologique qui doit être à l'origine de la production accrue de blocaille près d'El Ribero. Les calcaires, dont une partie est dolomitique, y sont particulièrement sensibles au gel. Cela se remarque sur l'entablement lui-même, formé de cinq gros bancs. Alors que ceux-ci donnent au Marraña un profil à corniches, les ruptures de pente sont presque totalement supprimées au-dessus d'El Ribero où l'on constate un véritable ennoiement sous la blocaille.

Mais un autre facteur a favorisé la descente des matériaux frais; c'est le sapement du versant à sa base par le Cerneja. Celui-ci, repoussé vers l'Est depuis l'époque des grosses constructions torrentielles du Trueba, a creusé ses auges alluviales successives de l'époque froide très près de la cuesta et ses méandres actuels mordent encore son talus de loin en loin.

Est-ce la blocaille que nous venons de décrire qu'il faut seule considérer comme étant d'âge post-glaciaire? C'est assez peu probable car elle est vraiment très récente; c'est souvent sur le tapis herbeux qu'elle s'installe ou à la base des taillis, là où le versant est boisé. Or, partout ailleurs, l'habillage des versants comporte bien de la blocaille, mais enrobée dans une matrice qui en fait une chappe continue. Nous avons constaté que cette matrice provient probablement de la désagrégation des formations en place susceptibles de donner des éléments de petite dimension: marnes ou schistes tendres; mais pouvant aussi subir ultérieurement, sous l'effet d'autres facteurs que le gel, une transformation rapide .Actuellement, seul l'entablement, très gélif et dépourvu de végétation à cause de son front abrupt, continue à fournir des matériaux par cryoclastie, tandis qu'au début de la période post-glaciaire, c'est tout le versant dénudé, y compris les marnes du talus, qui a dû en fournir. Cela impliquait un climat plus froid et relativement sec. De nombreux auteurs en ont reconnu ailleurs les traces (28).

---

(28) GUILLEN Y. La couverture végétale de l'Europe pléistocène.
— VIERS G. Thèse p. 141-143 et 155.
— ENJALBERT H. Les vallées sèches et les vallées tourbeuses... p. 177.

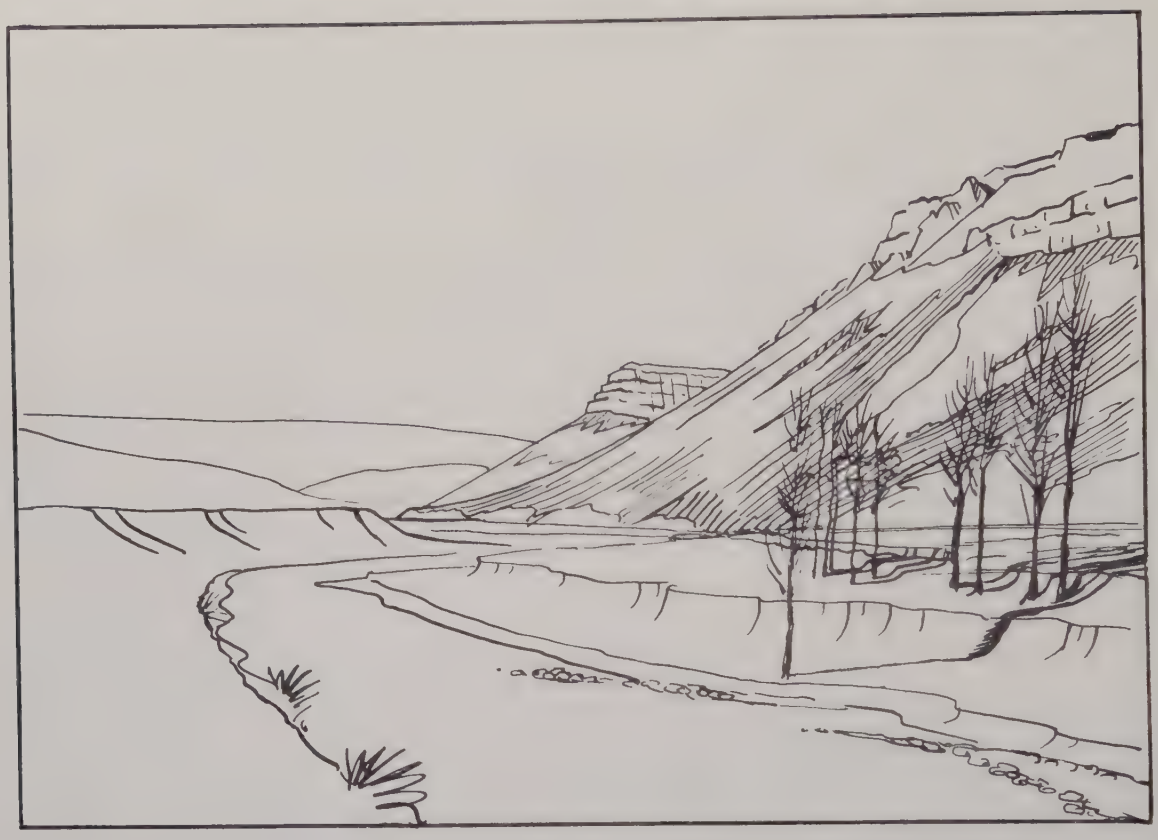


Fig. 24.—LE VERSANT RÉGLÉ DE LA CUESTA A EL RIBERO. Au premier plan, le Cerneja.

Cette blocaille enrobée post-glaciaire n'est pas facile à étudier sur ce versant. Si, en certains endroits, elle est recouverte par la blocaille actuelle, il n'est pas du tout certain que celle que l'on trouve en d'autres endroits en surface ne soit pas, au contraire, beaucoup, plus ancienne. Il est, en effet, bien évident que la cryoclastie a été dans ces régions le processus le plus fréquent pendant toute la période froide. C'est ainsi que nous avons constaté que, dans le secteur similaire du Valle de Mena, des coulées de blocaille anciennes recouvrent encore une partie du talus du Castro Grande. Ce n'est que là où une reprise d'érosion linéaire a arraché une partie de ce manteau qu'un autre dépôt plus récent a pu être mis en place. Mais, le modelé du talus de la cuesta dans la percée du Trueba étant beaucoup plus étriqué que celui du Castro Grande, les traces des étapes successives de la morphogénèse de la période froide y sont difficiles à distinguer. Cela nous a interdit de tenter, comme nous l'eussions souhaité, une comparaison entre les deux talus, malgré l'intérêt que cette comparaison paraissait présenter, en raison de l'existence des terrasses du Cerneja juste au pied du premier. On eût pu, semble-t-il, si les formations dues à la cryergie avaient été faciles à distinguer les unes des autres, établir des corrélations entre les époques de leur mise en place et celles de la mise en place des formations alluviales.

Une chronologie plus fine pourrait, croyons-nous, être fondée, non sur l'étude de ce versant, sur lequel les formations détritiques ont dû être en équilibre précaire, même en période de repos morphologique relatif, mais sur les zones où une accumulation pouvait se poursuivre tranquillement pendant une longue durée. Dans le Valle de Mena, ce fut le cas au fond de la dépression creusée à l'emplacement du diapir et où s'accumulèrent tufs et travertins. Dans le domaine montagnard, les mêmes conditions ont dû exister en amont des vallums d'obturation latérale construits par le glacier dans les vallons des affluents du Trueba. En arrière de celui

de la Toba, en particulier, la plus grande partie de la plaine construite lors du maximum glaciaire existe encore, probablement parce que les reliefs adjacents sont si peu élevés que le volume des eaux rassemblé à partir de cette époque n'a jamais été suffisant pour entretenir une érosion linéaire durable. On aurait donc, de ce fait, un point de départ solide pour l'établissement d'une telle chronologie. D'autre part, et pour la même raison, les formations de versant et même une partie des formations alluviales qui ont pu se constituer depuis la récession glaciaire n'ont pas dû sortir de la cuvette. Elles ont dû se superposer aux formations lacustres ou palustres précédentes, en particulier sur les bords de cette cuvette. Une reconnaissance rapide du terrain et l'examen des photographies aériennes nous ont permis de constater que ces dépôts sont particulièrement abondants au Nord, où le petit massif de Campanas domine la plaine de plus de 300 m, mais nous ne disposons pas des moyens d'entreprendre une étude détaillée des tourbes du genre de celle que P. Barrère et M. M. Paquereau ont effectuée sur les tourbières de l'Estarès (29). Cette étude, si elle est entreprise un jour, devrait être liée, non seulement à celle des tufs et travertins du Valle de Mena, mais encore, plus près de là, à celle de la plaine d'obturation du vallon de Cubillas, d'accès plus facile, où nous avons pu noter l'existence de versants réglés, d'une belle perfection, construits au-dessus du remplissage sub-horizontal, non moins parfait, actuellement bien conservé, à l'exception de l'entaille centrale post-glaciaire.

8 — Conclusion et essai de chronologie

Au terme de l'étude d'un secteur qui, en raison de l'abondance des accumulations alluviales et du nombre des épisodes qu'elle révèle dès l'abord, paraît devoir fournir les meilleures clefs pour une restitution des enchaînements morphogénétiques au cours du Quaternaire dans notre domaine, on éprouve quelque inquiétude, en raison des difficultés qu'on a éprouvées à établir certaines corrélations. Il ne faudrait cependant pas minimiser les résultats obtenus sous prétexte qu'on espérait mieux, encore; rappelons les:

Des lambeaux étendus de cailloutis très grossier suggèrent un épandage torrentiel sous climat sub-aride; le fait qu'ils ne contiennent plus que des éléments siliceux dans une matrice orangée, et leur position élevée par rapport à toutes les autres nappes alluviales disent leur ancienneté.

Une partie de ces cailloutis ayant été déposée à la sortie d'une vallée qui a été plus tard englacée, il nous a semblé utile de préciser que d'autres, qui leur sont coalescents, proviennent de reliefs qui, au contraire, paraissent n'avoir jamais été englacés de façon durable, et que l'ensemble ne nous semble donc pas pouvoir être considéré comme d'origine fluvio-glaciaire, même ancienne.

Nous avons, par contre, défini un ensemble de formations morainiques très caractéristiques, de faciès frais en profondeur. Ces formations étant les seules de ce genre que nous ayons pu observer ,et paraissant toutes liées entre elles, un domaine glaciaire se trouve défini. Nous avons été conduit à raccorder à ce domaine toutes les formations alluviales fluvio-glaciaires de la vallée du Trueba, non point que nous tenions à prendre d'emblée une position «monoglacialiste» en ce qui concerne le domaine cantabrique, mais simplement parce que, dans la partie marginale et de faible altitude que nous étudiions, il nous paraissait probable qu'on ne puisse trouver de traces que de l'englacement maximum, comme P. Barrère considère que c'est le cas sur la bordure nord-pyrénéenne, où il rapporte cette expansion maximale au Riss. Cet auteur fait remarquer qu'on ne trouve d'autres appareils qu'à l'intérieur des montagnes plus élevées, où d'ailleurs, s'ils peuvent être rattachés au Wurm, par comparaison avec les Alpes, l'activité morphogénétique correspondante «apparaît beaucoup plus comme une récurrence du retrait général des glaciers que comme une phase totalement nouvelle succédant à un long in-

(29) BARRÈRE P. et M. M. PAQUEREAU. Les tourbières bombées de la vallée de l'Estarès.

terglaciaire» (30).

F. Lotze, de son côté, se fondant aussi sur l'altitude à laquelle les moraines ont été construites, estime que la langue glaciaire qui est descendue à Espinosa à moins de 800 m, était rissienne et,dit-il, de caractère alpin; tandis que les glaciers courts situés au Nord et au Nord-Est (fig. 17) dont les guirlandes morainiques frontales ont été construites vers 1000 m d'altitude, doivent être wurmiens et, dit-il, de type pyrénéen (31).

Nous étant, quant à nous, limité dans nos études de détail à la partie aval du glacier principal, il est normal qu'il ne nous ait pas été donné de distinguer les traces de deux périodes glaciaires distinctes, surtout si la seconde a été du type «glaciaire des hauteurs». Il ne nous semble pas, en tout cas, qu'on puisse, en aucune façon, considérer que l'existence du petit vallum d'Espinosa, situé à moins de 500 m en arrière de la moraine frontale principale, apporte la preuve de la succession de deux glaciations distinctes dans ce secteur, la très grande proximité des arcs paraissant incompatible avec la succession de deux véritables *périodes* glaciaires (32).

Dans un article plus récent K .O. Kopp, essayant de se représenter ce qu'a été le climat würmien dans nos régions, est amené à admettre, contrairement à l'opinion de F. Lotze, que toutes les moraines à basse ou haute altitude sont würmiennes (33).

Le choix de l'une de ces deux hypothèses contradictoires a surtout pour nous de l'importance en ce qui concerne la basse terrasse. En effet, si une seconde crise glaciaire a eu, dans ce secteur, une importance notable, on peut lui attribuer le creusement et l'alluvionnement qui se situent en-dessous de la nappe fluvio-glaciaire principale. Dans l'hypothèse contraire, on est conduit à admettre que la construction des deux terrasses correspond à deux épisodes d'une seule glaciation. Nous avons fait remarquer qu'en ce qui concerne le glacier du Trueba, le dégagement du lit de la basse terrasse pouvait ainsi dater de la fin de la récession, au moment où fondait la partie supérieure du glacier, moins chargée en matériaux détritiques.

Il est bien difficile de prendre une position tranchée sur ce problème. Nous sommes, en effet, de l'avis de J. Tricart qui estime que «suivant le rythme des oscillations glaciaires, l'abondance et la dimension des matériaux transportés par la glace, chaque vallée a pu évoluer suivant des modalités propres» (34). Il est donc possible que l'explication locale que nous avons proposée soit ici valable, sans que la succession de deux crises glaciaires soit infirmée pour autant.

II L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DE LA CUESTA ET SES PETITES PERCÉES. LE SILLON MONOCLINAL D'ESPINOSA

Bien que le dispositif monoclinal ne paraisse pas avoir été très affecté,dans la partie nord de la percée du Trueba, par l'existence du diapir de Salinas, situé immédiatement au Sud, la coupure y est nette. Le bel alignement de la cuesta y est interrompu sur une distance de près de 5 Km. On le retrouve à l'Ouest, en bordure du sillon monoclinal d'Espinosa, entre le Trueba et le Nela. Au premier abord les formes paraissent y avoir une grande régularité. D'Espinosa a l'Est, ou de Sotos-cuevas à l'Ouest, on aperçoit en enfilade une série de petis bastions du même genre. (Pl.VI-B). Ils correspondent à la série de festons que l'entablement présente en

---

(30) P. BARRÈRE (1963). La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles.

(31) LOTZE F. Article cité p. 162.

(32) Voir à ce sujet l'opinion de F. TAILLEFER et de G. VIERS concernant les arcs «rissiens» et «wurmiens», très rapprochés, de la vallée du Carol: TAILLEFER F. Glaciaire pyrénéen. R. G. Pyr. et S. O., t XXVIII, p. 237 et VIERS G. Glaciaire du Carlit R. G. Pyr. et S. O., t. XXXII, p. 27-30.

(33) KOPP K. O. (1965). Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste. P. 13

(34) J. TRICART. Le modelé des pays froids p. 339.

plan (Carte fig. 20). Mais, contrairement à une première impression, il s'en faut qu'ils soient exactement pareils, et ceci surtout en raison de la façon très différente dont ont évolué les percées qui les séparent. On constate que, malgré des apparences parfois trompeuses, qui obligent pour qu'on s'en rende compte à s'approcher de très près, ou à consulter la carte, deux seulement des six ensellements qui divisent l'entablement sont traversés par des cours d'eau. Les autres correspondent à trois «wind gaps» et à une percée inachevée communiquant avec un réseau souterrain. On est même étonné que les différences d'aspect général ne soient pas plus grandes lorsqu'on compare les altitudes des deux percées vives, situées à 635 et 660 mètres, celle de la percée inachevée à 750 mètres et celle des «wind gaps» perchées à 950 mètres. A la vérité, nous verrons que les percées achevées ne sont qu'un trait de scie relativement récent entaillant des formes très mûres. Ces formes sont celles de l'entablement.

A — LES FORMES DE L'ENTABLEMENT

Tout au long du sillon d'Espinosa la cuesta est couronnée par un entablement dont l'épaisseur varie de 30 à 50 m. Les calcaires clairs qui le constituent sont en général francs et durs. L'abrupt par lequel ils se terminent du côté du talus est raide, souvent vertical. La fermeté de l'ensemble n'empêche pas une désagrégation assez facile, conduisant à un rebord festonné et à des éboulis abondants, encore vifs au sommet du talus.

Mais l'intérêt de cet entablement pour le morphologue provient surtout des profils de la partie supérieure des couches dures, et donc du revers de la cuesta, que met en valeur l'abrupt du front. Ces profils variés sont, manifestement, comme dans le secteur central, ceux des restes d'un modelé antérieur conservé par les calcaires relativement durs. Leur diversité doit provenir du fait qu'il s'agit du recoupement de formes dont l'évolution a dû être assez différente. Non seulement l'étude des percées dans leur état actuel, montre que toutes les grandes lignes directrices du modelé ancien n'ont pas été adoptées postérieurement; mais elle conduit aussi à se demander si tous les matériaux qui ont dû être enlevés lors de l'évidement de la dépression monoclinale ont pu être évacués par ces percées médiocres. Ce sont donc toutes les étapes de l'évolution morphologique qu'il conviendra d'évoquer, pour expliquer les divers aspects des profils de recoupement provenant de la rencontre des formes du revers et de celles de la dépression. Nous nous réservons d'y revenir plus tard, à propos de l'évolution de l'ensemble de la cuesta. Nous nous contenterons, pour l'instant, de donner quelques exemples des formes de ces profils en divers points du front. Il s'agit toujours de courbes très tendues, de sorte que, en certains endroits où la table est à peine entamée, on peut croire de loin qu'on a affaire à un plan de stratification et donc à un revers structural. C'est le cas sur le flanc ouest du Bedon. En d'autres endroits, par contre la taille en sifflet de la table est très nette. Il en est ainsi dans le rentrant qui sépare le Bedon et le Picon. Dans ce cas particulier, l'amincissement se fait sentir du Nord au Sud. Il arrive, par contre, que le coup de rabot semble avoir été donné dans l'autre sens. Ainsi, les saillants 995 et 1038, à l'Ouest du Picon, comportent une facette qui diminue l'épaisseur des calcaires vers le Nord. Tous ces profils confirment d'une part l'extrême douceur des formes anciennes du revers, de l'autre le fait que les formes en creux de la dépression monoclinale les tranchent de façons très diverses, parfois comme si elles étaient juxtaposées les unes aux autres, sans rapports génétiques communs. Pourtant l'existence de percées cataclinales a, comme nous allons le voir, établi des liaisons entre ces deux domaines.

B — LES PERCÉES

Les percées cataclinales sont, pour nous, l'élément le plus nouveau, puisque, jusque là, nous avions cherché en vain un passage naturel dans le mur de 600 à 700 m de hauteur qui constitue le front du secteur central de notre grande cuesta. Mais, alors que la percée du Trueba avait un caractère grandiose, les autres sont d'une extrême modestie.

1 — La percée d'Hornillatorre - Hornillalastra

C'est ici qu'on peut vraiment parler de «trait de scie». La percée proprement dite n'est qu'une gorge étroite dans laquelle on n'a pu faire passer une petite route qu'en l'élargissant à la dynamite. Elle n'est parcourue actuellement que par un maigre ruisseau, l'arroyo de la Hoz, dont le lit, profond de moins d'un mètre, en mesure seulement deux ou trois de large. En un point de son cours une levée de terre de quelques décimètres a été suffisante pour le détourner d'un méandre et simplifier ainsi le tracé de la route. La force vive de ce ruisseau est si réduite qu'il arrive à peine à se frayer un passage entre les éboulis de grèzes qui feutrent les versants de la percée jusqu'au sommet. Ils ont dû, autrefois, envahir le talweg dans sa totalité. On a, il est vrai, affaire à des calcaires très gélifs avec, cependant, des différences notables selon les bancs, ce qui conduit à la formation d'abris sous roche. Le caractère magnésien d'une partie accroît encore leur aspect ruiniforme.

Lorsqu'on traverse la percée, on est surpris de la trouver barrée à sa sortie aval par une autre petite cuesta de 10 à 20 m de haut, très rapprochée de la principale. La rivière butte sur cet obstacle, qu'elle traverse par une nouvelle petite percée, décalée vers l'Ouest. Le village de Hornillalastra est perché au-dessus de l'abrupt.

Ces formes de détail proviennent de la mise en valeur d'une deuxième couche dure, située stratigraphiquement juste au-dessus de la principale, et dont, au surplus, une partie a été aussi conservée sous forme de chevrons plaqués sur le revers, soit ici, soit plus à l'Ouest, près de Cornejo. Mais à Cornejo elle a été détruite à l'emplacement de la percée.

Ce qui nous semble remarquable à Hornillalastra c'est le rapport entre un cours d'eau très peu dynamique et ce modelé de détail, modelé qui n'existe pas là où la rivière, plus puissante, a passé tout droit. C'est, nous semble-t-il, un exemple dont on peut tirer un enseignement de valeur générale: en matière de morphogénèse, comme dans d'autres domaines, un outil fin utilise un matériau donné autrement que ne le ferait un outil grossier.

On peut se demander pourquoi cette percée est si insignifiante. On peut en trouver deux raisons. D'une part le Trueba a drainé vers la grande percée la plus grande partie des eaux du Castro de Valnera. D'autre part, même en ce qui concerne les eaux du flanc sud de ce massif, la percée est barrée par la petite avant-cuesta formée par la séquence dure des marnes du Turonien. Celle-ci vient mourir ici, après avoir divisé en deux l'entonnoir de la percée du Trueba.

2 — La percée de Cornejo

La percée de Cornejo, qui est celle du rio Trema, est moins étroite que celle d'Hornillatorre, mais on ne peut dire qu'elle soit vraiment large. Si la route qui la traverse est un peu moins taillée dans le roc, on a l'impression qu'à certains endroits elle empiète sur le lit de la rivière. A vrai dire, cela lui est facile, sauf en période de crue exceptionnelle, lors de la fonte rapide des neiges dans son bassin versant, car des pertes considérables, par sous-tirage karstique, laissent ce lit à sec la plupart du temps, entre un point situé juste en amont de Cornejo et une grosse résurgence qu'on localise à 3 km en aval.

L'ampleur de l'ouverture par laquelle se fait cette résurgence montre qu'on a affaire à une véritable rivière souterraine. Au premier abord ceci est moins net en amont, mais lorsqu'on y regarde de plus près, on s'aperçoit qu'il existe, sur les deux rives, une série de pertes importantes qui se produisent par de véritables grilles ou passoires calcaires. Les diaclases ou les fractures ont été élargies au point que les parties dissoutes sont plus grandes que les parties conservées. L'abaissement du talweg a laissé perché, à plusieurs mètres au-dessus du lit, un dédale de couloirs étroits, actuellement non utilisés ,entre des piliers calcaires. Parfois la perte est masquée par un remplissage de galets gréseux à travers lesquels percolent les eaux. Une

partie de ces galets a été, et est encore parfois, entraînée dans les canaux souterrains. Ils ont dû participer à leur élargissement par rotation dans les tourbillons.

Malgré le développement considérable de cette circulation karstique, le lit supérieur, à ciel ouvert, est rempli de galets gréseux du même genre que ceux des canaux souterrains. Leur position et leur fraîcheur indiquent bien qu'ils appartiennent à un lit actuel utilisé par la rivière en période de crue. A plus forte raison à l'époque des forts écoulements du Quaternaire le chenal à l'air libre a-t-il dû fonctionner à plein.

Cette percée a eu, on le voit, une importance relative beaucoup plus grande que celle d'Hornillatorre. Un autre fait en témoigne: l'enfoncement de son talweg; à la sortie il s'abaisse jusqu'à 635 m, tandis que celui d'Hornillatorre n'atteint que 660 m.

L'examen de l'ensemble du réseau hydrographique de la dépression monoclinale suffit à expliquer cette différence. Il est alimenté en eau par les torrents qui tranchent et divisent l'alignement de grands hog-backs constituant la partie sud du massif du Castro de Valnera. Culminant à l'Ouest au Nevero de Polluelo (1507) (qui a dû probablement être nommé ainsi à cause de la neige qui le recouvre en hiver), se prolongeant par le Pico de la Churra (1493 m) et le Carrascosa (1355 m), cet ensemble de reliefs donne une impression de haute montagne dominant un couloir au fond plat. Pour atteindre celui-ci les torrents dévalent de 1500 m à 800 m, sur une distance de 5 km, ce qui donne une pente moyenne de 14 %. Les principaux sont au nombre de quatre: arroyos de Peñanegra, de San Miguel, de Ulemas et de Redondo. Ils se réunissent actuellement tous dans la dépression située en amont de Cornejo, mais nous montrerons plus loin, par l'étude des dépôts torrentiels anciens, qu'il n'en a pas toujours été ainsi, et que cette disposition doit dater de l'époque glaciaire. Depuis cette époque, la cuvette de Cornejo aurait donc été beaucoup mieux alimentée que les autres. Nous avons vu combien réduit est le débit du ruisseau de la Hoz qui draîne la cuvette de Hornillatorre. La troisième cuvette que nous étudierons maintenant, n'est qu'un peu mieux partagée.

3 — La percée aveugle de Cueva

Le site de Cueva mérite de retenir l'attention (35). C'est en effet une grande dépression fermée (36) dont toutes le eaux se réunissent au pied de la cuesta avant de disparaître dans des cavités karstiques.

Les habitants de ces régions ont dû, depuis longtemps, être intrigués par ce phénomène inhabituel, au point que le hameau de Cueva, situé à quelques centaines de mètres en amont, doit sûrement tirer son nom de celui des cavités, cueva signifiant en espagnol «grotte» ou «caverne». L'existence d'une grande chapelle, édifiée très au-dessus de la perte, près d'une autre ouverture actuellement sèche, souligne encore l'intérêt accordé au site.

La perte se trouve située, en plan, au fond d'une ébauche d'entonnoir, beaucoup moins profond que ceux des percées vives. Un seuil en marque l'emplacement sur le front de la cuesta. Doit-on en conclure qu'il s'agit d'une ancienne percée morte? Nous ne le croyons pas. A cause de la pente du revers, tout recul de la pointe de l'entonnoir par sapement du talus, là où les eaux disparaissaient, devait, en effet, s'accompagner de la destruction d'une partie de l'entablement. Il s'agissait donc plutôt d'une amorce de percée par recul plus rapide du front en un point. On serait arrivé à une percée à l'air libre si l'évolution du karst s'était poursuivie.

Le réseau souterrain actuel est très développé, beaucoup plus qu'il n'apparaît au simple examen des bouches situées à mi-hauteur, ou au pied de la cuesta. Un chaos de blocs obture plus ou moins cette dernière et ne permet pas d'en apprécier les dimensions. Par contre une dépression fermée, située sur le revers au Sud-Est du seuil, se vide dans un gouffre impressionnant, large et profond de plusieurs dizaines de mètres. Ses formes géométriques indiquent

---

(35) Nous n'en avons pour l'instant trouvé mention que dans la thèse de R. CIRY p. 129. Nous savons cependant que le réseau souterrain a été exploré assez récemment.

(36) La superficie du bassin versant est de l'ordre de 15 km².

clairement que la dissolution karstique a élargi de grandes diaclases ou des fractures locales. Près de là, quelques avens, jalonnant des vallons secs, confirment l'existence d'un réseau souterrain, étendu et ouvert, dont on a tout lieu de supposer qu'il est en relations avec celui du Trema, et en particulier avec sa grosse résurgence.

Un très grand développement des conduits souterrains peut d'ailleurs seul expliquer que toutes les eaux aient pu s'y enfouir à l'époque des grands écoulements, comme le prouve l'existence de puissantes formations alluviales dans la cuvette amont, tandis qu'il n'en existe pas sur le seuil.

On peut cependant se demander ce qui s'est passé avant que cette évacuation souterraine soit possible, car le réseau karstique n'a pu se développer que progressivement. A ce sujet, et sans présager des processus de dégagement de l'ensemble de la dépression monoclinale sur lesquels nous nous réservons de revenir, on peut remarquer que, localement, la cuvette de Cueva a pu n'être un certain temps qu'un diverticule de celle qui se vide par la percée de Cornejo. Dans cette hypothèse elle ne se serait individualisée que lorsque l'évolution karstique aurait été assez avancée pour permettre l'écoulement souterrain.

C — LA TERMINAISON PÉRISYNCLINALE DE LA CUESTA A L'OUEST

A l'Ouest de Cueva, à partir de La Pelada, le dispositif structural périsynclinal dont nous avons parlé au début de ce chapitre est à l'origine de la disposition en auréoles semi-circulaires de la cuesta du Turonien et de celle du Santonien située en arrière.

Nous n'avons pas l'intention d'étudier en détail ces régions qui débordent du cadre des grandes formes monoclinales qui constituent, au Sud, notre limite. Nous avons cependant fait quelques reconnaissances autour de l'avancée périsynclinale. Elles nous ont livré, entre autres, des aspects remarquables de formes karstiques dont la situation, autant que l'ampleur, indiquent, comme le laissait supposer le réseau très ouvert de Cornejo et celui de Cueva, que ces formes sont très anciennes.

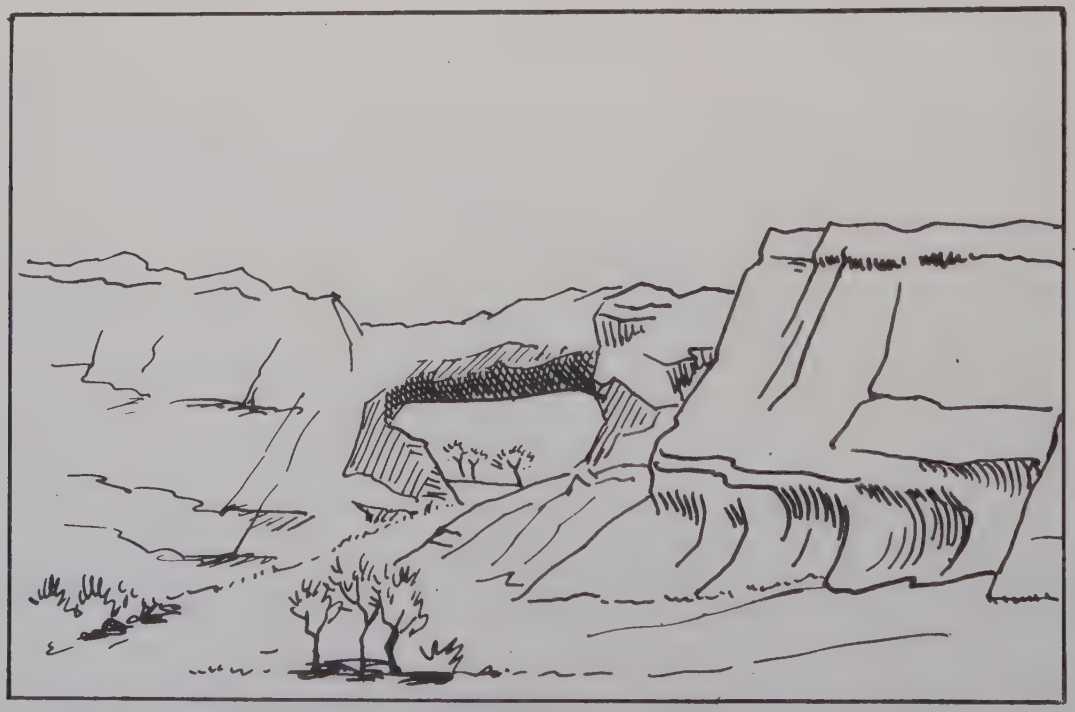


Fig. 25.—ARCHE NATURELLE DANS L'ENTABLEMENT DES CALCAIRES DU TURONIEN.

C'et ainsi que, du Km 17 de la route d'Espinosa à Santelices, on aperçoit, à l'extrême bord de l'entablement turonien, une arche naturelle, ou plutôt une porte monumentale, surmontée de son linteau d'une vingtaine de mètres de portée. L'énorme ouverture donne une idée de la façon dont a pu être détruit l'entablement. Il s'est agi, probablement, à l'origine, d'une cavité du revers d'importance beaucoup plus réduite, dont l'agrandissement et l'ouverture par le côté ont été favorisés par le recul du front de côte (fig. 25). La forme rectangulaire de la porte, et celle du linteau, parrallélipipède parfait, soulignent une structure de détail en bancs massifs, du moins dans les horizons supérieurs.

Toujours dans le domaine des formes karstiques, au km 12,5 de la route de Santelices à Villarcayo qui revient vers l'Est, on découvre un site encore plus remarquable, celui de Puentedey. On a, ici aussi, un pont, mais d'allure cyclopéenne. Sur son arche énorme, large de plus de vingt mètres et épaisse de dix, la moitié du village est construite. L'ouverture, haute de dix mètres environ, a l'allure d'un tunnel. La rivière Nela l'emprunte, mais son débit actuel est hors de proportions avec les dimensions de cette ouverture. Etablie, comme la porte de La Pelada décrite plus haut, dans les assises supérieures du Turonien, elle présente les mêmes caractères, la dalle la plus élevée ayant été conservée à cause de sa dureté.

En dehors de son aspect pittoresque ce site présente pour nous un intérêt tout particulier. Le tunnel est, en effet, situé au fond d'une percée «conséquente» par laquelle le Nela passe de la dépression monoclinale des marnes du Cénomanien dans celle des marnes du Coniacien. Cette percée, pas totalement à l'air libre et pas totalement souterraine, constitue le type intermédiaire entre celle de Cornejo et celle de Cueva et s'ajoute au «musée de formes» des percées de types divers que constitue cette partie occidentale de notre cuesta. Elle montre, comme nous le laissions prévoir à Cueva, qu'une percéee conséquente peut se constituer à partir d'un écoulement souterrain et prendre ensuite, comme à Cornejo, l'allure d'une percée creusée en surface.

Ceci nous paraît surtout important pour établir une chronologie dans l'établissement des formes, et donc dans la subordination des unes aux autres. On sait que Davis et De Martonne attribuent un rôle essentiel aux cours d'eau «conséquents» dans la mise en valeur du relief de côte. Ce schéma ne nous paraît nullement à abandonner dans tous les cas; mais il ne faut pas hésiter à s'en détacher lorsque des observations locales suggèrent d'autres hypothèses. Dans le cas présent il nous semble incontestable que, si le sillon d'Espinosa est probablement «subséquent» par rapport à la grande percée du Trueba, il ne l'est sûrement pas par rapport aux percées secondaires «conséquentes», qui ont dû être ouvertes postérieurement à son creusement.

Une autre remarque, faite à Puentedey, nous montrera encore le caractère local de certaines dispositions. A côté du tunnel, dans lequel coule actuellement le Nela, la route emprunte au Sud un couloir curviligne creusé dans les calcaires turoniens, et qui a l'allure d'un ancien méandre encaissé. Seule une étude détaillée des formes et des dépôts permettrait d'affirmer qu'il en est bien ainsi. Nous ne l'avons pas entreprise, pour l'instant, mais il ne nous semble pas impossible d'admettre qu'à l'époque glaciaire, les débits, beaucoup plus importants, provenant d'un bassin versant étendu (rios Egaña et Nela), ne trouvaient pas un passage suffisant sous le tunnel. Un lit supplémentaire, sorte de déversoir des crues, se serait alors établi à côté de la voie souterraine ancienne. On peut aussi admettre qu'un événément fortuit, effondrement d'une partie de la voûte, etc... avait, momentanément réduit le débit dans le tunnel. On pourrait enfin faire remonter le creusement du couloir à une époque antérieure à celle qui vit le dégagement de ce tunnel. Pour l'instant, la seule chose qu'il semble possible d'affirmer c'est que le couloir n'a pas dû être utilisé depuis la fin de l'époque glaciaire, car des grèzes fines, correspondant probablement à l'épisode froid et sec finiglaciaire défini par ailleurs, feutrent abondamment ses parois.

On ne peut quitter ces régions sans jeter un coup d'oeil sur les belles formes perchées

des calcaires du Santonien, dont le rebord suit exactement celui du Turonien dans son mouvement tournant, donnant un aspect caractéristique de côte double à toute cette partie de l'extrémité occidentale. On en a une bonne idée en s'élevant à l'Est jusqu'au km 3-4 de la route de Santelices à Argomedo. Les deux entablements ont la même épaisseur et ne sont éloignés l'un de l'autre que d'un peu plus d'un kilomètre. Ce rapprochement est à attribuer à la faible puissance locale des marnes du Coniacien qui sont ici quatre à cinq fois moins épaisses qu'au Sud d'Orduña par exemple. Il ne s'agit en effet nullement d'une accentuation des pendages, qui, ici, se rapprochent, au contraire, de l'horizontale, donnant à l'ensemble l'allure d'un empilement de tables plutôt que d'une côte double.

En changeant de point de vue, on peut cependant constater que la table du Santonien n'est pas horizontale. A l'Est de Puentedey, on se rend compte qu'elle forme une grande cuvette synclinale perchée dont l'axe s'abaisse vers le Sud-Est, tandis que le rebord sud passe de 1100 m à 800 m. Nous nous intéresserons plus longuement à ses formes lorsque nous étudierons le revers de notre cuesta.

D — LES FORMATIONS ALLUVIALES

L'étude des percées et du réseau karstique profond qu'elles mettent en évidence nous a permis de constater la présence, dans le sillon d'Espinosa, de formations alluviales assez abondantes. Cela ne saurait nous surprendre puisque la dépression monoclinale est bordée, au Nord, par un massif élevé constitué des formations du complexe supra-urgonien riches en bancs de grès durs. L'analogie est grande avec le secteur situé à l'Est d'Espinosa, au pied du massif du Caballo; on se souvient, d'ailleurs, que la nécessité de rechercher des éléments de comparaison en ce qui concerne le gros cône torrentiel d'Espinosa nous a amené à évoquer, avant la lettre, les petits cônes alignés dans le secteur dont nous nous occupons maintenant. Nous rappellerons que les plus volumineux de ces cônes sont situés à Quintanilla del Rebollar, au débouché du torrent d'Ulemas et à Quisicedo, où aboutissent, très près l'un de l'autre, les torrents San Miguel et Peñanegra (fig. 20). Le cône de Quintanilla del Rebollar a été éventré, pour servir de carrière, à l'endroit où passe la route; l'on dispose ainsi d'une coupe de plus de 100 m de long. Ce cône est formé, comme à Espinosa, d'un mélange d'éléments durs hétérométriques, allant du bloc de plusieurs décimètres dont les arêtes sont encore aiguës aux galets de quelques centimètres presque parfaitement roulés. Le tout évoque une lave torrentielle dont les éléments ont été pris en charge en des points plus ou moins éloignés du bassin; d'où les différences d'émoussé et, bien entendu, celles de nature lithologique; on passe ainsi du grès friable au grès quartzite. Une matrice argilo-sableuse abondante, d'une belle couleur fauve, emballe le tout, rappelant l'union des schistes tendres aux grès dans les formations en place.

Ce qu'il reste du cône de Quintanilla constitue une belle langue alluviale en direction de la percée de Cornejo. A Quisicedo c'est vers la percée aveugle de Cueva que se dirige une langue du même genre, construite, de toute évidence, par le Peñanegra, avant l'époque à laquelle, le seuil de la percée de Cornejo s'étant abaissé par rapport aux bouches karstiques de Cueva, l'écoulement s'est détourné de ce côté, rejoignant celui de l'arroyo de San Miguel. Ce changement de tracé doit dater de l'époque glaciaire, au moment des grands écoulements. Il est d'ailleurs probable qu'à cette époque les bouches de Cueva ne pouvaient absorber la totalité des débits. On serait même étonné, si l'on ne connaissait que leur entrée encombrée de blocs, qu'elles aient pu livrer passage aux parties liquides et même probablement à une partie des matériaux durs des apports torrentiels antérieurs, si l'on n'avait constaté sur le revers, grâce aux vastes «regards» dégagés, l'ampleur du réseau karstique certainement très ancien.

De l'époque glaciaire, on trouve, dans le sillon, plus de formes en creux que de formations alluviales. Les torrents descendant du Nevero de Polluelo (1508 m) avec des pentes moyennes dépassant 10 %, avaient, lors de la fonte des neiges, une force vive suffisante, non seulement pour démanteler les cônes anciens, mais encore pour creuser en contrebas dans les

marnes du sillon. Ceci explique qu'ils aient pu aussi entraîner, en aval des percées, la majorité des matériaux enlevés. Dans la dépression, on ne trouve d'éléments alluviaux de quelque importance, de construction postérieure à celle des cônes, que juste en amont de la percée de Cornejo. Nous n'avons pas jugé utile d'entreprendre une étude détaillée de ces maigres témoins qui ne nous auraient vraisemblablement rien appris que nous ne sachions déjà, grâce à l'étude du complexe alluvial conservé dans la grande percée du Trueba.

CHAPITRE III

LE REVERS DE LA HAUTE CUESTA

Le front de la haute cuesta constitue un ensemble de formes si exceptionnel que nous l'avons décrit en priorité, tel qu'il se découpe sur le ciel lorsqu'on contemple, du pied du talus, son rebord aux saillants impressionnants perchés 5 ou 600 m plus haut. C'était pour nous la muraille d'une interminable fortification, aux ouvrages inaccessibles. Du point de vue adopté nous ne pouvions qu'essayer de deviner comment était constitué son entablement en observant le profil de son extrême rebord. En bien des endroits, celui-ci nous révélait des sections de formes mûres aux pentes très douces. Nous avons supposé que ces formes, si différentes de celles du front qui les tranchent, pouvaient être beaucoup plus anciennes, et que leur analyse pourrait nous aider à nous représenter la succession des étapes de la morphogénèse de l'ensemble de notre domaine. C'est pourquoi nous étudierons maintenant de plus près la totalité du modelé dont elles font partie, c'est à dire celui du revers de la haute cuesta (fig. 4).

Bien des secteurs de ce revers sont d'un accès difficile. Nous avons déjà signalé que peu de routes permettent de l'atteindre lorsqu'on vient de la Biscaye. Deux voies escaladent cependant le front dans sa partie la plus abrupte, en décrivant de nombreux lacets; l'une au-dessus d'Orduña, l'autre au-dessus d'Angulo. Une troisième le tourne à l'Ouest, profitant de la grande percée du Trueba. Mais, en dehors des secteurs immédiatement adjacents à ces routes d'accès, le parcours de certaines parties du rebord est particulièrement ardu, en raison, parfois, des accidents du modelé karstique, mais, d'abord, du fait de l'absence totale de véritables chemins dans les zones incultes qui n'intéressent que les bergers et quelques «alpinistes». D'autre part, même lorsqu'on s'astreint à explorer ces régions assez désolées, on manque de vues d'ensemble, faute d'observatoires valables, l'altitude du bord étant très uniforme, exception faite du secteur des Monts de la Peña. Nous avons pu, heureusement, avoir recours aux photographies aériennes, dont l'étude nous a permis non seulement de compléter les premières observations faites sur le terrain, mais nous a aussi souvent conduit à explorer des secteurs-clefs qui, sans leur secours, auraient pu passer inaperçus.

I — LE REVERS, DU PORT D'ORDUÑA AU SAILLANT D'ARO

Nous avons abordé le revers par la route qui, venant d'Orduña, conduit au col, ou port, du même nom, situé à près de 900 m d'altitude. On a d'abord l'impression d'avoir atteint un haut plateau aux formes douces, comme le laissait prévoir le profil du sommet de l'entablement observé de la dépression. Cependant, si l'on poursuit sa route en direction du Sud, vers Berberana (fig. 26),on descend de près de 300 m en 4 km, en suivant la pente d'un versant monoclinal, presque structural dans cette partie, mais creusé au Nord-Ouest de vallées assez profondes, dans le sens de la pente.

Ce revers se raccorde avec le talus d'une nouvelle cuesta que longe, en direction Nord-Ouest, la dépression monoclinale dite «Valle de Losa». Cette deuxième cuesta provient de la mise en valeur des calcaires du Santonien. Bien qu'elle ait 200 m de commandement, elle n'en impose pas comme celle du Turonien. Elle nous rappelle, cependant, qu'à la vérité, c'est

à un «train de cuestas» que nous avons affaire, train de cuestas dont on comprend mieux l'existence, si l'on se souvient, qu'assez près de là, vers le Sud, au flanc si allongé du grand anticlinal de Biscaye succèdent les cuvettes synclinales plus ressérées de Miranda de Ebro et de Villarcayo. Sur le bord de ces cuvettes, formées à la fois des séries du secondaire et des nombreuses assises du Tertiaire, c'est un ensemble très complet de petites cuestas que nous trouverions si nous sortions de notre domaine.

L'existence de ces formes vigoureuses du revers nous montre, dès l'abord, que, malgré des différences notables dans le volume des formes en creux sur le versant atlantique et sur le versant méditerranéen, le dégagement a été énergique des deux côtés. Impressionné par l'extraordinaire commandement de la grande cuesta et par le contraste entre les morsures vigoureuses qui découpent son front et les profils extrêmement doux du sommet du revers, on aurait en effet pu croire qu'on se trouvait vraiment à la limite de deux mondes de formes, complétement différentes, celles du secteur supérieur n'évoluant pratiquement plus depuis fort longtemps. Or, nous venons de voir que les formes très anciennes, qui du bas nous obsédaient,

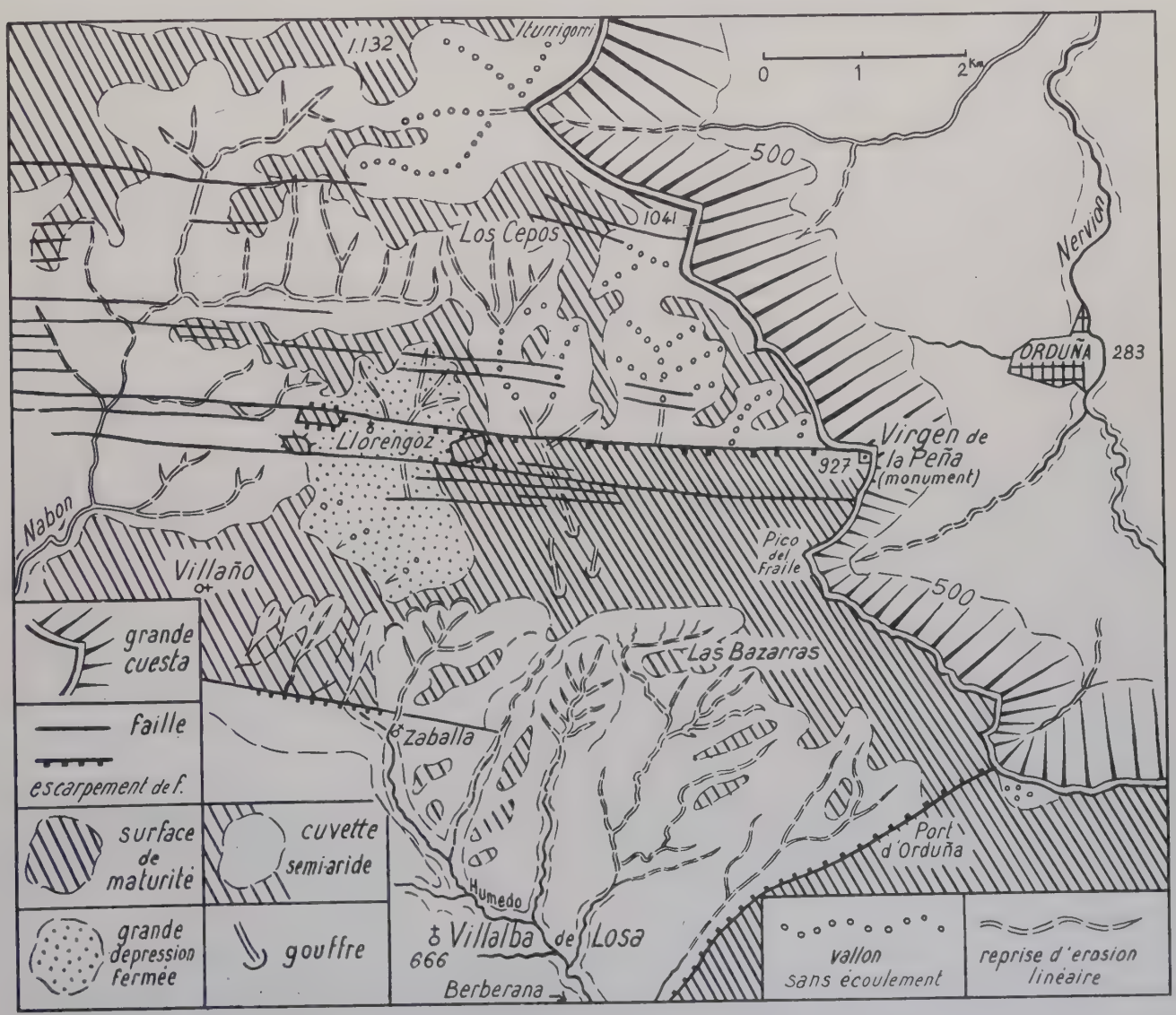


Fig. 26.—LE REVERS DE LA HAUTE CUESTA AU-DESSUS D'ORDUÑA.

n'ont, au contraire, été conservées que sur un étroit secteur de l'extrême rebord. Ce secteur est celui qui, surtout au Nord-Ouest du port d'Orduña, a l'allure d'un plateau aux vallonnements très doux et aux versants feutrés de sols épais. Peut-on parler, à son sujet, d'une vieille surface d'érosion? Il nous semble que l'expression «surface de maturité» conviendrait mieux, dans la mesure où elle sous-entend des phénomènes d'altération et de dissolution, en même temps que des phénomènes d'érosion. Quoi qu'il en soit, la présence de ce témoin subhorizontal sur l'extrême rebord de l'entablement, incite à adopter, pour rendre compte de la genèse de cet ensemble de cuestas, l'hypothèse très classique (1) qui les fait dériver du rajeunissement d'un relief très mûr, ayant d'ailleurs pu être déjà un relief de cuesta. Nous y reviendrons plus tard, lorsque nous aurons exploré tout le revers, étant entendu, dès à présent, que la différence entre les résultats de l'érosion différentielle sur les deux versants, atlantique et méditerranéen, reste quand même un trait supplémentaire essentiel dont il nous faudra tenir compte.

Pour l'instant, les formes en creux observées sur le revers, dès que l'on s'éloigne vers le Sud, nous ont incité à rechercher dans ce secteur les traces des étapes de cette probable reprise d'érosion. Nous avions deux motifs particuliers d'entreprendre ici cette recherche. D'une part c'est dans les zones ou les phénomènes trouvent leurs limites et perdent progressivement de leur ampleur qu'il est souvent le plus facile de les étudier par comparaison avec d'autres; ainsi devait-il en être ici, à priori, des morsures successives d'une érosion différentielle qui n'est pas venue à bout de détruire totalement les formes très anciennes. D'autre part, les formations lithologiques nous paraissaient favorables à l'élaboration de formes franches et à leur conservation. Il s'agit, en effet, de calcaires marneux du Coniacien (2) assez durs, en couches minces d'épaisseur uniforme. Cette régularité et cette minceur donnent à ces formations une homogénéité d'ensemble qui a conduit à un modelé assez libéré des influences structurales. Enfin leur dureté, seulement moyenne, les rend plus sensibles à l'érosion linéaire que les calcaires francs; elle est cependant suffisante pour assurer la pérennité des formes.

Tous ces facteurs sont réunis à l'Ouest du col d'Orduña, en une zone qui nous a paru constituer un secteur-clef,en raison des emboîtements de formes que nous avons pu y distinguer.

A — LES FORMES EMBOITÉES DU SECTEUR-CLEF DE LAS BAZARRAS

A las Bazarras, au Sud du chemin qui relie le col d'Orduña à Llorengoz (carte fig. 26), les formes sont remarquablement nettes, surtout lorsqu'on les observe d'amont en aval .Alors qu'on cheminait sur le plateau aux molles ondulations déjà décrit, on découvre, tout d'un coup, un modelé en creux dans lequel on pénètre par des vallons au profil en V serré. En progressant vers l'aval on constate que cette incision ne s'est pas inscrite directement dans les formes très anciennes, mais qu'elle a été précédée d'un autre modelé ,aux formes douces, dont les longs versants subsistent, entre l'incision en V et les formes supérieures (fig. 27).

Il y a quelques décennies on aurait, fort probablement invoqué, pour expliquer cet ensemble de formes emboîtées, la succession de cycles d'érosion *du même genre,* parvenus à des stades divers de leur évolution. Les progrès faits depuis dans l'étude des paléoclimats semblent indiquer, au contraire, que ceux-ci ont entraîné, pour le moins au Quaternaire, des changements de système d'érosion avant que les formes dues aux systèmes antérieurs aient eu le temps d'évoluer au point d'atteindre une véritable maturité.

Dans le cas présent, alors que les formes en V sont liées, sans conteste, à l'existence d'un réseau hiérarchisé de petits cours d'eau, les croupes allongées, en pente douce, des interfluves pourraient bien être les restes de cuvettes dont la genèse devrait beaucoup à l'érosion aréolaire. Cette interprétation est d'ailleurs confirmée par l'existence de véritables glacis dans

---

(1) Cette conception, adoptée par Emm. de MARTONNE a été plus récemment exprimée par J. TRICART dans «Le relief des côtes» p. 16 et par P. BIROT dans son «Précis de Géographie physique» p. 310 et fig. 62.

(2) Nous adoptons l'échelle stratigraphique proposée par R. CIRY dans «Les passages de faciès du Coniacien» (1956), alors que les auteurs de la carte géologique espagnole attribuent la totalité de ce secteur au Turonien supérieur.

les parties basses, entre Villalba de Losa et Berberana.

Bien qu'on ne trouve pas de formations corrélatives de cette étape de la morphogénèse, ce qui est bien compréhensible en raison de la nature du matériau, on peut parfaitement se faire une idée des processus anciens en observant les processus actuels, et en constatant, en particulier, la facilité, et donc la rapidité, avec laquelle les calcaires marneux du Coniacien se désagrègent en plaquettes et en grains. Ces calcaires sont actuellement nus sur d'assez grandes surfaces, probablement parce que les derniers sols qui se sont constitués, sous un climat peut-être légèrement plus sec que l'actuel, étaient minces. Soumis au climat actuel ils sont entraînés par plaques. La désagrégation du substratum commence alors immédiatement sous l'influence de la simple alternance de l'humidité et de la dessication, ainsi que sous celle du gel en hiver. Les formations n'étant pas totalement homogènes, on voit se dégager des bancs plus durs, donnant de petites corniches, mais on constate également que celles-ci sont vite adoucies, et même ennoyées, sous les débris. Il faut qu'un banc ait plusieurs décimètres d'épaisseur pour qu'il reste en relief. Ainsi des assises sédimentaires dont on aurait pu penser qu'elles donneraient des versants à corniches successives, sont à l'origine d'un modelé banal, à versant continu, comparable à celui qu'aurait donné une roche homogène. C'est là un trait essentiel, qu'on retrouve d'ailleurs dans certaines parties du Turonien supérieur, dont les faciès ne sont pas très différents de ceux du Coniacien. Nous y reviendrons à propos des formes perchées de l'Unguino.

Il est probable que certains climats sont plus favorables que d'autres à cette désagrégation, en particulier les climats semi-arides, en l'absence de végétation, ou en présence d'une végétation réduite, laissant libre cours aux processus aréolaires. Mais, les formations de calcaires marneux se désagrégeant facilement sous l'influence de toutes les intempéries, un autre problème se pose: s'agissait-il d'un climat chaud ou d'un climat froid?

Il nous semble qu'on peut tirer argument du fait que les cuvettes ont été assez bien exca-

Fig. 27.—UN VALLON DE LAS BAZARBAS VU D'AMONT EN AVAL.

vées pour conclure que des écoulements concentrés sont intervenus, au moins à certains moments, sous climat chaud, comportant des averses violentes. En effet, un climat semi-aride froid aurait fait apparaître des phénomènes de type péri-glaciaire, avec ennoiement du relief sous des coulées de solifluction. Sous climat sub-aride chaud, au contraire, le creusement de petits bassins torrentiels a pu se développer sur les parties moyennes des versants doux conservés d'un stade antérieur de la morphogénèse, ceci dés que l'écoulement se concentrait à partir des parties hautes des mêmes versants. Dans les parties basses, la charge alluviale augmentant, il pouvait, au contraire, y avoir sapement latéral et élaboration de glacis. Cette hypothèse est, sans doute, celle qui rend le mieux compte des formes générales des cuvettes qui ont été conservées, cuvettes dont les parties supérieures sont largement ouvertes et dont on devine par les restes de glacis conservés que le fond devait être assez plat.

Si la genèse des cuvettes semble possible à expliquer en fonction du modelé des formes conservées, il paraît plus illusoire d'émettre des hypothèses concernant celle des formes supérieures très douces dans lesquelles ces cuvettes ont été creusées. Il est, en effet, certain que leurs formes originelles ont été retouchées bien des fois, car elles doivent être beaucoup plus anciennes.

Si nous tentons un essai de chronologie, nous serons amené, par analogie, à admettre que les cuvettes de type semi-aride sont comtemporaines des cônes torrentiels de piémont du sillon d'Espinosa, et donc préglaciaires. Il nous faudra alors faire remonter encore plus loin dans le passé, peut-être à la fin du Tertiaire, le modelé des formes très douces du rebord. Les incisions en V représenteraient, elles, le travail de fonte des neiges, ou, peut-être, des névés, au cours d'une série d'épisodes froids et humides postérieurs au creusement des cuvettes.

Mais l'intérêt de l'étude du secteur de Las Bazarras ne réside pas essentiellement dans un essai de chronologie absolue; il est surtout dans le fait que son analyse nous a fourni les éléments d'une *chronologie relative* très sûre, en nous permettant de distinguer très clairement trois séries de formes emboîtées les unes dans les autres: les hautes surfaces, les cuvettes, les vallées en V. Aux trois étapes de la morphogénèse ainsi définies s'ajoutent les traces d'une quatrième, constituées par les formations de pente qui adoucissent les versants. Elles ont même colmaté en berceau le fond des vallons en V. Il s'agit probablement de l'épisode post-glaciaire déjà défini ailleurs, en particulier dans le Valle de Mena, où il a donné les mêmes remblaiements en berceau dans les vallons creusés dans les marnes turoniennes. Ce colmatage a été lui-même incisé en aval, ce qui constitue une cinquième étape, beaucoup plus récente, dont on se souvient qu'elle existe aussi dans le Valle de Mena.

Nous voudrions encore insister, avant de terminer l'étude de cette zone, où l'homogénéité et la dureté relative des formations a permis à l'incision linéaire des eaux du Quaternaire froid et humide de s'inscrire avec netteté et de subsister, sur la façon dont s'est comportée l'érosion régressive dans les cuvettes adjacentes à celle de Las Bazarras, et sur l'intérêt qu'il convient d'attacher à l'étude des zones où les phénoménes, trouvant leurs limites, perdent progressivement de leur ampleur. C'est ici le cas pour le défoncement des berceaux du Quaternaire ancien, défoncement qui est fonction de la distance à laquelle ils se trouvent du niveau de base local constitué par la vallée de l'Humedo dans la dépression monoclinale de Villalba de Losa (fig. 26).

L'attaque minimum peut être observée dans un berceau éloigné, communiquant latéralement avec celui de Las Bazarras, et qui n'a d'ailleurs été atteint que lorsque le creusement a été assez avancé dans ce dernier pour que la tête d'un affluent abaisse le seuil qui séparait les deux berceaux. C'est l'exemple le plus caractéristique de la progressivité des effets de l'érosion remontante. L'incision dans ce berceau n'est, en effet, qu'une simple ciselure, un fin réseau qui l'orne sans en faire disparaître les formes.

Le stade suivant correspond au secteur de Las Bazarras, déjà décrit, où l'incision commence à s'affirmer, mais où les interfluves sont assez bien conservés, en amont, pour qu'on puisse encore se rendre parfaitement compte de ce qu'étaient les formes en berceau.

A un stade plus avancé les interfluves, réduits à des crêtes par recoupement des ver-

sants, ne permettent plus guère que de deviner, en raison de leur disposition régulière, ce qu'était la cuvette dont le fond était situé au-dessus.

Enfin, dans le petit bassin de l'arroyo de Zaballa, à l'Ouest, le défoncement a été plus énergique encore, et les têtes de chaque petit affluent ont dégagé, latéralement, des petits bassins accessoires, de sorte qu'à la place de l'ancien berceau unique on trouve à présent une dépression «en trèfle».

Cette juxtaposition de formes si différentes, simplement parce qu'un seul système d'érosion s'est plus ou moins affirmé, nous a paru très instructive. Son intérêt s'accroît du fait de l'existence immédiatement à l'Ouest, près de Villaño, d'autres formes qui paraissent ne pas avoir été affectées par cette reprise d'érosion, bien qu'elles occupent, par rapport au niveau de base local, une situation semblable à celle de tous les petits bassins que nous venons de décrire. Il s'agit de quatre petites dépressions en forme de pétale, terminées en aval par un pédoncule étroit et toutes rigoureusement orientées dans le sens de la plus grande pente du revers (fig. 26) (3). Leur faible développement pourrait faire d'abord penser qu'elles ont été creusées postérieurement aux autres, peut-être même, puisqu'elles le sont dans le sens de la pente, à l'époque où dans les autres dépressions les écoulements abondants réincisaient les formes en berceau. Mais, outre que leurs formes rappellent justement plutôt ces berceaux, une preuve de leur antériorité par rapport à cette incision nous est fournie par le fait que la dépression du Zaballa, défoncée à l'époque glaciaire, mord sur la plus orientale, qu'elle laisse perchée à plusieurs dizaines de mètres au-dessus d'elle.

L'ancienneté de ces formes paraissant donc probable, et leur genèse pouvant être, par analogie, attribuée à l'épisode semi-aride du Quaternaire ancien, on est conduit à rechercher ce qui pourrait avoir arrêté l'évolution dans ce secteur. Or, on constate qu'une belle faille tranche les formations en aval et que, son regard sud ayant été mis en valeur par l'érosion différentielle, les petites dépressions sont aussi perchées de ce côté. Il est donc très probable que l'exploitation de la faille a provoqué un enfouissement des eaux provenant de l'amont. Cet enfouissement, en appauvrissant la partie aval des cours d'eau, a diminué leur puissance d'affouillement et l'érosion remontante, qui travaillait à partir du niveau de base local de la dépression monoclinale de Villalba, n'a pas atteint les petites dépressions. Il est d'ailleurs probable que la faille n'était pas la seule fracture utilisée par les eaux, car la déformation tectonique qu'elle suppose a dû, dans ce matériau cassant, en provoquer d'autres moins visibles.

Nous n'avons pas d'éléments permettant de dater de façon précise l'exploitation de cet ensemble, mais on peut supposer, d'après la médiocrité de l'incision linéaire de l'époque glaciaire dans les dépressions, que l'enfouissement y a été presque immédiat, et donc que les eaux froides de cette époque ont trouvé le travail déjà préparé. Il est probable qu'elles n'ont eu qu'à vider et agrandir les cavités karstiques déjà creusées, peut-être au Pliocène.

Quoi qu'il en soit de la chronologie de cette exploitation, l'étude des dépressions de Villaño a eu le mérite d'attirer notre attention sur le rôle souvent très grand qu'a eu la fracturation dans l'évolution de formes qui, à s'en tenir aux observations faites dans le secteur-clef de Las Bazarras, auraient pu paraître d'une continuité assez surprenante, bien qu'élaborées dans des matériaux cassants. Nous n'avons pas eu à nous éloigner beaucoup de ce secteur pour vérifier le rôle essentiel de ce facteur, et cette fois sur un ensemble de formes plus étendu, comme nous allons le voir maintenant.

B — FRACTURATION ET KARSTIFICATION

Si, du plateau à peine ondulé dans la partie sud duquel ont été creusées les formes emboîtées de Las Bazarras, et qui nous paraissait constituer l'extrême sommet d'un versant médi-

---

(3) Ces formes, relativement mineures, bien que la plus grande ait 700 m de long sur 250 de large, ne sont pas représentées sur la carte topographique de l'Instituto Geografico y Catastral, mais sont parfaitement mises en valeur par les photographies aériennes.

terranéen aux formes très mûres, on remonte vers le Nord, on est assez étonné de retrouver des reliefs dominant ce plateau de 100 à 200 m. Quoique assez douces leurs formes sont plus fermes que celles du plateau; des vallons bien francs, dont certains mêmes, tel celui de Los Cepos, portent des traces de reprise d'érosion linéaire en amont, y séparent des croupes aux sommets plats (fig. 26).

On pourrait se demander si ces différences notables de forme ne proviendraient pas du changement de nature lithologique des formations. On passe en effet, du Sud au Nord, des formations de calcaires marneux du Coniacien aux calcaires turoniens relativement plus durs. Mais nous avons vu qu'on est encore dans une zone de faciès de transition dans laquelle ces derniers sont aussi, en partie, marneux. D'autre part, nous avons constaté, à Las Bazarras, que les formations coniaciennes enregistrent parfaitement, et conservent assez bien, les morsures des divers systèmes d'érosion. On s'explique donc mal la présence du hiatus de la partie du versant depuis longtemps préservée des attaques de l'érosion différentielle, entre deux secteurs aux formes nettes. A la vérité ce hiatus est d'origine tectonique, comme l'étude du terrain permet de le constater. Du monument consacré à la Vierge d'Orduña au village de Llorengoz, on se trouve, en effet, en présence d'un alignement de buttes au profil trapézoïdal ayant bien l'allure d'un relief de faille. Les photographies aériennes permettent de le vérifier de façon parfaite. Elles montrent qu'on a même affaire, au Sud, à un véritable petit compartiment effondré de six à huit kilomètres de long sur 400 m de large, limité par deux failles rectilignes de direction Est-Ouest.

On s'explique, dans ces conditions, le hiatus dans les formes, lequel est dû, d'une part à l'abaissement du compartiment et de l'autre à l'enfouissement d'une partie des eaux dans le karst profond qui a dû se développer à la faveur des failles. Il faut que cet enfouissement ait été presque total pour qu'en aval du petit bassin, d'environ 4 km² de superficie, situé vers Los Cepos (à une altitude de 1000 m, ce qui implique un long enneigement hivernal à l'époque glaciaire) on ne trouve à la surface du compartiment effondré, pour tout prolongement de la vallée amont, qu'un petit canyon d'une dizaine de mètres de large, se terminant par un gouffre et n'ayant manifestement fonctionné qu'en période de pointe. Plus à l'Ouest, près du village de Llorengoz, on peut se rendre compte que l'enfouissement existait déjà à l'époque du creusement des cuvettes sous climat semi-aride. D'une part, en effet, le compartiment effondré a été surcreusé en un fossé de forme parallélépipédique et, d'autre part, une grande dépression fermée de 5 à 6 km² de superficie lui fait suite en aval. On n'observe aucune trace d'écoulement apparent dans ces deux cuvettes, à l'exception d'un étroit chenal qui a dû les réunir entre elles à l'époque glaciaire, mais qui, comme celui provenant de Los Cepos, paraît n'avoir pu évacuer qu'une partie très réduite des eaux provenant d'un troisième petit bassin bien raviné situé en amont du compartiment, au Nord-Ouest du village.

Dans d'autres secteurs il a existé un réseau hydrographique hiérarchisé continu au Quaternaire froid, mais la fracturation a quand même joué un grand rôle. Ainsi de nombreux affluents du rio Nabon, qui draine la partie centrale du saillant d'Aro, ont été orientés par des failles dont on peut dire qu'elles sucent une partie de l'eau presque au départ. Mais, si certains de ces accidents ne sauraient échapper à un observateur averti (4), seules les photographies aériennes permettent de juger de leur étonnante multiplicité. On peut, dans certaines zones, en dénombrer une dizaine sur une distance d'un kilomètre (fig. 26). La régularité d'orientation de ces failles, toujours dans le sens Est-Ouest, incite à les attribuer à une cause commune. On peut se demander si elles ne sont pas contemporaines du plissement qui a donné le grand anticlinal de Biscaye dans le flanc sud très étiré duquel a été dégagée la cuesta. Les calcaires francs sont, en effet, si cassants, qu'il suffit d'un ploiement de peu d'intensité pour les briser. Il est d'ailleurs aussi possible que ces failles se soient produites, ou aient rejoué, lors d'un réajustement postérieur.

---

(4) R. CIRY a figuré une partie de ces failles sur l'«Esquisse géologique de la région des Losas» qui accompagne son article sur «Les passages de faciès du Coniacien». 1956.

On pourrait penser qu'en raison du très faible ploiement, les déplacements relatifs des éléments faillés ont été de peu d'importance. Le cas des failles de Llorengoz, qui encadrent un veritable petit fossé de 4 à 500 m de large et de près de 10 km de long, prouve déjà le contraire. On peut même, à l'aide des photographies aériennes, constater des déplacements appréciables, dans le sens horizontal. Nous en avons remarqué de plusieurs dizaines de mètres sur le rebord de la cuesta, et ce sont plusieurs centaines de mètres que nous paraissent avoir atteint certains déplacements dans les abords immédiats du compartiment de Llorengoz. Ces faits confirment pleinement le rôle essentiel qu'a pu jouer la fracturation en ce qui concerne la désorganisation du réseau hydrographique à l'air libre dans ces régions calcaires.

Ces constatations pourraient nous faire douter de certaines de nos interprétations précédentes. Si le secteur situé en amont de Las Bazarras n'a pas été atteint par l'érosion régressive, serait-ce exclusivement en raison de l'enfouissement des eaux? En serait-il de même pour les formes très douces, en alvéole, de l'extrême rebord: Iturrigorri, Unguino... etc? (5). Leur absence de liaisons avec le reste du modelé ne proviendrait-elle pas du fait que l'écoulement se fait depuis longtemps exclusivement par soutirage karstique, plutôt que de leur position au sommet d'un versant sur lequel l'érosion régressive a opéré lentement? Nous pensons que la vérité participe de ces deux interprétations extrêmes. Il est bien évident que l'existence d'un karst profond, qui a pu prendre un grand développement à l'époque glaciaire, a pu contribuer beaucoup à la conservation des formes anciennes, en ne permettant pas à un écoulement linéaire de se constituer facilement. Mais si l'enfouissement *d'une partie* des eaux a freiné l'érosion régressive, celle-ci s'est cependant manifestée, et c'est bien à leur position à l'extrême sommet du versant que les formes anciennes doivent de ne pas avoir subi leur morsure.

Conduit dès l'abord par l'étude des grandes formes à nous intéresser à la karstification en profondeur ,nous n'avons rien dit du karst superficiel, qui d'ailleurs paraissait inexistant sur les calcaires marneux à plaquettes du Coniacien. Il suffit cependant de parcourir les abords de la grand'route, du col d'Orduña à Berberana, pour observer des aspects variés de ce karst, aspects qui confirment l'existence de faciès également variés du Coniacien et du Turonien, en même temps d'ailleurs qu'ils permettent de se rendre compte que leur répartition n'est pas toujours uniforme.

Les calcaires francs et blancs du Turonien n'existent guère qu'en îlots et à l'Est de la route. Ils se dissolvent bien et sont creusés de nombreux lapiaz. La coalescence de ceux-ci et l'exploitation des diaclases divise tellement la masse que le sommet des affleurements est souvent recouvert d'une couche de débris aux arêtes arrondies par la dissolution. Cela est encore plus net dans les parties où, la stratification étant marquée, la dissolution l'a aussi exploitée. On a alors l'impression d'avoir affaire à un empilement de matériaux de démolition.

Les calcaires marneux, dès qu'ils sont un peu plus massifs que ceux qui se divisent en plaquettes, ont subi une évolution assez particulière. La dissolution a mis en valeur des diaclases presque orthogonales, de telle façon qu'elle les a transformées en véritables fossés, entre lesquels ne subsistent que des alignements de parallélipipèdes dont l'ensemble rappelle assez les pierres tombales d'un cimetière. Cet effet est encore accru par la végétation bien installée dans les fossés, sur les argiles de décomposition.

C — LES FORMES PERCHÉES APPARTENANT AU VERSANT ATLANTIQUE

Les formes du secteur de Las Bazarras tiraient pour nous leur intérêt du fait qu'elles ont conservé les traces d'enchaînements morphogénétiques assez complets s'échelonnant depuis l'époque de l'élaboration de la vieille surface jusqu'à nos jours. La netteté et la variété des formes emboîtées, modelées en creux au-dessous de cette surface, nous paraissaient dues, pour

---

(5) Chapitre I.

une part, à la nature lithologique du matériau, sensible à tous les systèmes d'érosion et conservant bien les formes; mais aussi à l'existence d'un niveau de base local à partir duquel s'organisa la reprise d'érosion.

Lorsque nous nous sommes, ensuite, éloigné vers le Nord, en direction du rebord, plus franchement calcaire, nous nous sommes trouvé en présence de petits secteurs dans lesquels les traces des enchaînements morphogénétiques sont moins complètes, dans les parties où l'écoulement a été interrompu par enfouissement karstique.

Plus au Nord encore, le bord de l'entablement présente un trait nouveau: c'est d'être à drainage atlantique. Cela entraîne des différences très sensibles de l'importance relative des traces laissées par les divers systèmes d'érosion lors de l'évolution. L'érosion linéaire de l'époque glaciaire, en particulier, n'a joué ici qu'un rôle très réduit, car, lorsqu'elle s'est exercée, ce secteur devait déjà être perché au-dessus du reste du domaine atlantique. On peut, en effet, penser que le système d'érosion, de type semi-aride, qui a dégagé des bassins torrentiels du côté méditerranéen avait mordu plus énergiquement encore sur l'autre versant où, dégageant les marnes tendres du Turonien, il mettait en valeur le relief de cuesta. Les bassins versants perchés étaient donc déjà réduits; ainsi l'érosion régressive s'y exerçait bien à partir d'une extraordinaire rupture de pente, mais elle ne disposait pas des moyens de la faire disparaître.

On voit l'intérêt d'un secteur dans lequel la réduction de l'efficacité d'un des systèmes d'érosion devrait permettre de retrouver les traces de l'antérieur (ici le système sub-aride) dans un meilleur état de conservation.

Nous reviendrons donc maintenant à cette partie du rebord dont le profil, vu du pied de la cuesta, était si pittoresque (Iturrigorri, Unguino... etc. Chapitre I). La carte (fig. 12) nous permet d'abord de constater que ce secteur perché est d'une superficie appréciable. Il s'étend, en effet, jusqu'à 3 km au Sud du saillant d'Aro proprement dit, et a une largeur de plus de 10 km. L'accès n'en est pas facile, aucune route n'abordant ce bastion de front. La première à escalader la cuesta à l'ouest, après celle qui s'élève au-dessus d'Orduña, est celle qui s'accroche à la paroi de la reculée d'Angulo. Ce rebord constituant, cependant, un terrain de pacage dans ses parties marneuses, quelques chemins muletiers permettent d'atteindre les cabanes de bergers. au départ des hameaux bâtis au pied, près des derniers replats situés au Sud de l'avant-cuesta. On peut, par exemple, accéder ainsi assez facilement à l'Unguino, d'où l'on a, en même temps, des vues en enfilade sur le rebord, jusqu'à l'Iturrigorri; elles confirment ce que les profils, vus d'en bas, laissaient deviner, c'est à dire que le modelé de cette partie du revers est constitué de croupes molles et de vallons en berceau sans écoulement. Les plus fortes pentes n'y atteignent pas 20°. La structure transparaissant cependant sous ces formes molles, on se trouve en présence de ce qu'on pourrait appeler un *relief structural estompé*. C'est ainsi que, si l'on observe de loin le dessus de ce que nous avons appelé la casquette d'Unguino, laquelle est taillée dans les calcaires turoniens durs de l'entablement (fig. 8), sa surface concave paraît continue. Si l'on s'approche, on constate qu'il s'agit, à la vérité, d'un versant à corniches successives, mais dont les ressauts sont presque insensibles, à la fois parce que les assises ont une épaisseur réduite (quelques décimètres et souvent moins) et parce qu'une partie de la blocaille provenant des petit abrupts a feutré les intervalles existant entre eux. Les versants modelés dans le sens anaclinal ont mieux conservé les ressauts structuraux et, quoique également estompés, gardent un profil en corniches successives. Quant à notre première impression d'avoir affaire non point à des vallons mais à des alvéoles fermés, elle provient du fait que la dissolution karstique a désorganisé l'écoulement, morcelant les vallons en une série de petits bassins successifs. En d'autres points, ce sont les argiles de décalcification qui, accumulées dans les bas fonds, adoucissent les pentes.

En résumé, les facteurs lithologiques ont eu une grande importance lors de l'élaboration de ce modelé. La régularisation des versants n'a été possible que parce que les calcaires, sans être exactement du type «à plaquettes» décrit dans le Coniacien, se désagrègent régulièrement comme ceux-ci. On remarquera, d'autre part, que ces calcaires ont, vis à vis de la dissolu-

tion karstique, un comportement qui n'a pas conduit à la destruction totale du modelé antérieur, comme c'est souvent le cas dans certains calcaires massifs très purs. Les traces de cette dissolution sont souvent peu apparentes en surface, probablement parce que la présence de quelques intercalations plus marneuses la freine. L'enfouissement des eaux s'est donc fait plutôt à la faveur des nombreuses fractures qui hachent, ici aussi, l'entablement. Cette présence des marnes n'est d'ailleurs pas continue. A l'Unguino, elle concerne peut-être des niveaux qui ne sont pas les plus élevés du Turonien supérieur. On peut, en effet, constater qu'à l'Ouest, la Peña d'Aro, qui a probablement conservé des assises supérieures, a, en surface, des caractères nettement plus karstiques; elle est plus décharnée et parsemée de dolines et de gouffres.

Mais, si la présence et la conservation des formes douces existant en divers points de ce rebord semble liée à des caractères lithologiques, il va sans dire qu'elle est aussi fonction des processus d'érosion qui ont exploité ces possibilités. Les processus aréolaires nous semblent dans ce cas essentiels. Nous pensons donc que les formes des vallons et des alvéoles doivent beaucoup aux systèmes d'érosion semi-arides. Il n'est cependant pas facile de faire la part de l'érosion ancienne et de l'érosion récente. Un certain parallélisme paraît, en effet, vraisemblable entre les formes anciennes préglaciaires ayant pu être modelées sous climat relativement sec et chaud et les formes fini-glaciaires dues aux retrouches d'un climat sec et froid. Dans les deux cas les irrégularités des versants dues aux différences lithologiques ont dû être estompées par la blocailles de désagrégation, mais la blocaille préglaciaire a dû être dissoute pendant la période froide et humide de l'époque glaciaire. On n'a donc pas la certitude que les formes très anciennes aient été conservées dans un état proche au moins de l'originel. Quant à la blocaille qui subsiste actuellement, elle est probablement en grande partie post-glaciaire.

Cette absence de matériaux susceptibles de résister longtemps à l'érosion est l'un des handicaps les plus sérieux rencontrés dans l'étude de nos régions. Nous n'avons même pas la chance que les éléments d'une formation supérieure dure viennent cuirasser les formes, comme ce fut, par exemple, le cas pour les vallons alvéolaires perchés de la Montagne de Reims, du même type que les nôtres, décrits par J. Tricart (6), et dont les formes ont été bien mieux conservées sous une carapace de blocs de meulière pavant les versants. Il n'y a guère que dans le Valle de Mena qu'il nous ait paru possible de distinguer la blocaille ancienne de la blocaille récente, en raison de la puissance des formations accumulées. Encore n'avons-nous pas pu dater avec certitude la blocaille ancienne (7).

Quoi qu'il en soit, même dans leur état actuel, les formes perchées du saillant d'Aro sont, comme celles de la montagne de Reims «irréductibles à celles de la morphologie normale» (8), à plus forte raison parce qu'elles n'ont presque pas été retouchées par l'érosion linéaire. Celle-ci suppose, en effet, une concentration préalable de l'écoulement et, plus tard, l'aide de l'érosion régressive. Or, sur ce rebord étroit, les courts tronçons de vallées subsistant ne permettaient pas, à l'époque glaciaire, une bien grande concentration des eaux. Si, cependant, un écoulement occasionnel permettait un creusement à la rupture de pente, sur l'extrême rebord, le recul de la tête d'un vallon situé au pied de la cuesta ne tardait pas à supprimer le vallon supérieur par une érosion régressive beaucoup plus rapide. De plus, on peut supposer que l'enfouissement des eaux a suivi d'assez près le début de la période froide, car l'existence d'un karst ancien, élaboré au Tertiaire, et qui aurait été simplement retouché et développé à l'époque glaciaire, est vraisemblable. Les quelques pisolithes de fer que nous avons trouvés, de ci, de-là, pourraient provenir du remplissage de ce karst ancien, nettoyé et agrandi plus tard par les eaux de fonte agressives d'une neige qui, à 1000 où 1200 m, ne devait disparaître que progressivement.

---

(6) TRICART J. — Thèse p. 166.
(7) Chapitre I.
(8) TRICART J. — Thèse p. 154.

Un écoulement, matérialisé par une incision linéaire, a cependant subsisté dans certains petits secteurs, soit que le modelé déjà élaboré ait atteint le Turonien marneux, soit que les faciès des assises supérieures, dans ces secteurs, aient été eux-mêmes marneux. Nous avons signalé la présence d'une incision de ce genre au sommet de l'entablement, au fond de la reculée d'Angulo. La coupe qu'en donne l'abrupt provoqué par la reculée montre parfaitement l'emboîtement d'un V aigu dans un vallon aux formes plus ouvertes. Il est vrai que l'incision est encore périodiquement rafraîchie durant les époques de fortes précipitations; les eaux forment alors une cascade en queue de cheval tombant de la falaise. (Fig. 11).

II — LE REVERS DU SAILLANT DU CASTRO GRANDE

Les formes d'ensemble du revers du Castro Grande sont particulièrement remarquables en raison de l'existence dans ce secteur d'une grande cuvette, d'une superficie de 10 km² environ et dont la profondeur atteint par endroits 300 m (fig. 28). Cette cuvette a été creusée dans les marnes du Turonien inférieur, après enlèvement des couches calcaires dures du Turonien supérieur dont les abrupts, en corniche, l'entourent de tous côtés. Malgré la pauvreté des cultures, son fond, divisé en parcelles séparées par des lignes d'arbres et groupées autour du village isolé de Relloso, a un aspect humanisé qui contraste avec celui des causses qui l'entourent, encore que ceux-ci, en raison du climat, soient assez boisés. Cette grande cuvette sur-

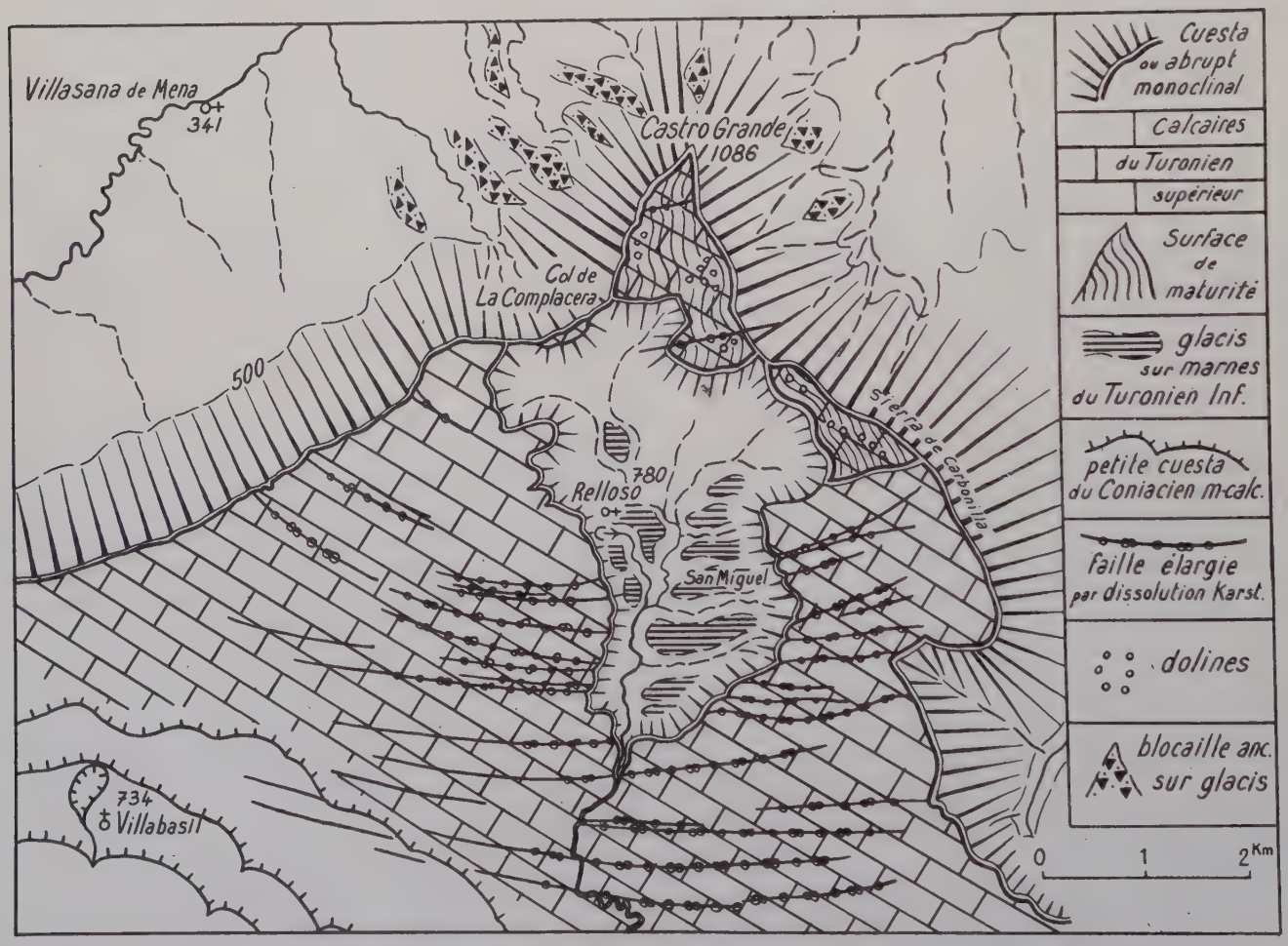


Fig. 28.—LE REVERS DU SAILLANT DU CASTRO GRANDE - LA DÉPRESSION DE RELLOSO.

prend particulièrement l'observateur qui, venant du Valle de Mena (par le col de La Complacera par exemple) s'attend à trouver un revers substructural ,correspondant au front continu, à peine échancré de loin en loin, qu'il apercevait d'en bas. Il trouve ici, au contraire, confirmation de ce que nous avons déjà constaté au Sud d'Orduña, à savoir que le revers de la haute cuesta a été modelé, si ce n'est aussi vigoureusement que le front, du moins d'une façon telle que l'action simultanée de puissants systèmes d'érosion des deux côtés ne fait aucun doute. Ainsi échappe-t-on définitivement à la tentation d'attribuer le dégagement de cette cuesta gigantesque, au front tourné vers l'atlantique, à une reprise d'érosion qui aurait seulement agi du côté où le niveau de base général était très rapproché.

Le trait le plus remarquable de cette dépression est le contraste existant entre son épanouissement en amont, où elle atteint 3 km de largeur, et son resserrement en aval où elle a, pour toute sortie, une gorge en baïonnette n'atteignant pas par endroits, plus de 30 m de large. Sa forme en plan rappelle ainsi celle d'un pétale de fleur, dont le pédoncule délié serait représenté par la gorge.

La disproportion entre cette gorge étroite et le volume de matériaux à exporter que suppose le déblaiement de la dépression pose un intéressant problème de morphogénèse.

On en arrive à se demander si, lors des étapes de la morphogénèse de type semi-aride, la déflation éolienne n'aurait pas aidé à l'enlèvement d'une partie des fins débris provenant des marnes, des écoulements torrentiels périodiques se chargeant de l'évacuation des matériaux de plus gros calibre (9).

L'hypothèse d'un dégagement par un système d'érosion de type semi-aride, très vraisemblable une fois les marnes atteintes, paraît plus difficile à admettre en ce qui concerne le déblaiement des calcaires durs des couches supérieures du Turonien. Il ne semble pas, en effet, au premier abord, qu'ils puissent être désagrégés par les processus d'érosion aréolaire, à la façon dont l'ont été les calcaires marneux du Coniacien, ou même certains calcaires turoniens également marneux (Peña Orduña, Unguino). Cependant, lorsqu'on les observe de près, on constate que, si ces calcaires sont plus francs, ils n'en restent pas moins d'une division facile; diaclases, plans de stratification et très nombreuses fractures ont dû d'abord permettre à la karstification de s'exercer dès le Tertiaire et d'en réduire le volume. Ensuite, à la faveur d'un écoulement cataclinal ayant mieux réussi que les autres, ce qu'il restait de cette carapace de calcaires du revers a pu être enlevé en un point. Une fois les marnes atteintes, l'érosion remontante a pu facilement creuser un bassin torrentiel en amont. Les matériaux, évacués seulement sporadiquement en aval par une gorge trop étroite, remplissaient le centre de la cuvette et leurs parties fines, restant à la surface de l'espèce de playa centrale, étaient reprises plus tard par le vent.

On retrouve encore, dans les formes actuelles, des témoins du fond de la cuvette, mis en valeur, postérieurement, par l'incision linéaire, au cours du Quaternaire froid. Il s'agit de divers replats situés à plusieurs dizaines de mètres au-dessus des talwegs actuels. Le village de Relloso et le hameau de San Miguel sont construits sur ces replats.

Il nous a été malheureusement impossible de trouver des formations corrélatives qu'on puisse rapporter avec certitude à cette période, soit que la dissection postérieure ou même la dissolution les aient fait disparaître, soit que nos recherches aient été insuffisantes dans cette région très isolée, dépourvue de routes, où toute investigation commence par une longue marche d'approche. Il eût pourtant été très souhaitable de parvenir à un résultat dans ce domaine, ce qui aurait pu nous éclairer sur les rapports de ces formes et des glacis anciens situés si près de là, sur le talus du Castro Grande, et dont nous avons attribué la couverture à des processus froids.

Autour et au-dessus de la vaste cuvette de Relloso, les éléments du Turonien dur conservés, s'ils font encore bonne figure, vus d'en bas et de profil, apparaissent, comme nous le

---

(9) Les traces de systèmes d'érosion de ce type ont été décrites par H. ENJALBERT dans: «La vallée moyenne de la Charente» (1952) et dans sa thèse p. 121.

supposions, très attaqués en surface lorsqu'on les observe à l'aide des photographies aériennes. L'état actuel de ces calcaires, le plus souvent francs, évoque surtout une intense dissolution karstique. Leurs formes décharnées sont, en particulier, très différentes de certaines formes enveloppées du rebord, entre la Peña Orduña et l'Iturrigorri, où, malgré une karstification qui se manifestait par l'existence de nombreuses dolines et par l'enfouissement actuel des eaux, les versants ont gardé une couverture qui révèle les apports argileux des calcaires marneux. Cependant, un modelé d'ensemble très doux de croupes séparées par des berceaux, sur la pointe en fer de lance du Castro Grande, et sur la partie septentrionale du morceau de table calcaire dit «Sierra de Carbonilla», pourrait provenir, comme celui du saillant d'Aro, d'un épisode ancien, au cours duquel des processus aréolaires de désagrégation auraient même pu être suivis d'un entraînement des matériaux détritiques et d'un façonnement par écoulement à l'air libre. Comme nous l'avons fait remarquer à propos du creusement de la dépression de Relloso, les calcaires turoniens ne sont pas, en effet, tellement massifs qu'ils ne puissent avoir été attaqués par des processus mettant à profit la stratification ou les diaclases. Il n'en reste pas moins que la karstification a tellement acquis d'importance, surtout probablement pendant la période glaciaire, que les formes actuelles de grandeur moyenne et les formes de détail sont essentiellement fonction de ce processus. La dalle du Castro Grande est ainsi transformée en passoire par des champs de dolines dont certaines révèlent quelques grandes fractures, orientées à peu près Est-Ouest.

Cette exploitation des fractures par la karstification devient la règle dans la partie méridionale. Seules, d'ailleurs, les photographies aériennes permettent de se rendre compte de ce que représente leur étonnant réseau. Celui-ci est beaucoup plus serré que ne le laisserait supposer le parcours du terrain, au point qu'on pourrait se demander s'il ne s'agit pas seulement de la mise en valeur de grandes diaclases, si des déplacements notables n'étaient visibles. Le fait le plus curieux révélé par cette analyse est que la majorité des failles a un tracé courbe et qu'elles sont à peu près concentriques. Le centre correspondant à ces segments de circonférences se situe à quelques kilomètres au Nord du Castro Grande. Il ne nous a cependant pas été possible d'établir une relation entre les déformations que révèlent ces fractures et ce que nous savons déjà de la tectonique de ce secteur; limitées au saillant, elles ne semblent pas avoir de rapports avec la remontée diapirique. On peut tout au plus se demander si elles seraient en liaison avec le léger mouvement synclinal qui, d'après les auteurs de la carte géologique du Valle de Mena, existerait dans le prolongement du saillant.

On notera que ces fractures traversant la dépression en direction Est-Ouest ont été aussi exploitées sur ses bords par l'érosion linéaire qui a creusé des rentrants, divisant en festons le rebord abrupt (fig. 28). Elles ont aussi souvent guidé les eaux dans le chenal de sortie; de nombreux tronçons en direction Est-Ouest et des coudes à angle droit y sont dûs à leur existence. Ce tracé «en baïonnette» confirme d'ailleurs le caractère semi-aride du système d'érosion qui a dégagé la dépression, dépression dans laquelle une partie des eaux devait disparaître par évaporation. La portion résiduelle,peu abondante, qui sortait de temps en temps de la dépression se frayait donc probablement un chemin en exploitant toutes les facilités locales, tandis qu'un écoulement violent eût passé tout droit,élargissant la vallée et simplifiant le tracé.

Les traits de karstification assez poussée qui caractérisent le revers du saillant du Castro Grande s'atténuent beaucoup lorsqu'on progresse vers le Sud, passant ainsi des calcaires assez massifs et assez purs du Turonien supérieur aux calcaires plus lités et plus marneux du Coniacien inférieur. Les pendages, d'autre part, s'accentuent. Ainsi apparaissent peu à peu des formes structurales de grandeur moyenne, sortes de petits trains de cuestas provenant de la mise en valeur des bancs les plus durs, tandis que disparaissent les lapiaz et souvent aussi les dolines. On voit, par contre, apparaître,sur les versants cataclinaux, quelques dépressions aux formes plus amples, ressemblant à celle «en pétale» de Villaño et, en beaucoup plus petit, à celle de Relloso que nous venons de décrire. Elles ont été signalées, à notre connaissance pour la pre-

mière fois, par R. Ciry (10) plus à l'Ouest, sous le nom de dépressions «en spatules» du Coniacien, dans le secteur du Brazuelo où elles atteignent un grand développement.

Fig. 29.—LES DÉPRESSIONS EN «CUILLERÈ» DU REVERS vues de la route d'El Ribero à Berberana.

IIII — LE REVERS DANS LE SECTEUR DU BRAZUELO ET SES DÉPRESSIONS EN CUILLÈRE

La partie du revers de la cuesta qui s'étend à l'Ouest, des Monts La Peña à la percée du Trueba, a un aspect très particulier qui ne peut manquer d'attirer l'attention lorsqu'on la longe au Sud, en suivant la route d'El Ribero à Castrobarto. (Fig. 29). Au-dessus d'une dépression bien cultivée, dans laquelle les haies vives et les alignements d'arbres donnent l'impression d'un pays humide, apparaît au Nord, un versant pelé, creusé, semble-t-il, d'immenses entonnoirs dont les formes paraissent de loin régulières, bien que l'on devine des recoupements. Si l'on se trouve à passer au soleil couchant, le jeu des ombres précise ce modelé, et on s'aperçoit que tous ces entonnoirs sont prolongés sur le versant par des vallées tortueuses au développement très inégal, comme d'ailleurs celui des entonnoirs, dont certains ne sont que de simples ébauches, tandis que d'autres ont plusieurs centaines de mètres de large.

Les topographes n'ont pas représenté ces formes, sur la carte de l'Instituto Geográfico y Catastral (feuille de Villasana de Mena). Les photographies aériennes permettent heureusement de s'en faire une idée précise. Elles nous ont conduit à orienter nos études de terrain vers quelques unes des plus caractéristiques situées au Nord de Lastras de las Eras.

Lorsque, comme y invite la topographie des lieux et les accès, on aborde ce secteur par l'aval, c'est par de petites vallées, étroites et tortueuses qu'on y pénètre. (Fig. 30). Celles-ci s'élargissent progressivement vers l'amont et, au bout d'un trajet d'un à deux kilomètres, selon les cas, on atteint la partie bien ouverte qui, vue de la dépression monoclinale, ressemblait à une immense doline en entonnoir. Le dessin, en plan, de ces formes (fig 31) rappelle bien celui d'une spatule, mais leur comparaison avec une *cuillère* rend mieux compte de leurs formes en

(10) CIRY R. (1956). Les passages de faciès du Conacien.

creux. Celles-ci sont d'ailleurs faciles à analyser, grâce aux caractères des marno-calcaires dans lesquels elles sont creusées. Ces derniers, bien que se désagrégeant facilement en éléments dont la plus grande dimension va du centimètre au décimètre, ont une bonne dureté moyenne qui leur permet de conserver longtemps les formes d'ensemble acquises. D'autre part, des variations de faciès dans le sens vertical déterminent sur les versants de petits gradins dont la présence de la végétation augmente l'intérêt. Celle-ci conduit à une alternance de bandes vertes et blanches (11) qui souligne les formes; d'autant plus que ces bandes sont presque

---

(11) La végétation s'installe sur les parties abruptes des versants, ce qui semblerait paradoxal si l'on ne constatait que les parties les moins raides sont de petites surfaces structurales nettoyées par les eaux de ruissellement qui y glissent rapidement, tandis qu'elles sont retenues par la pierraille de l'abrupt en voie de désagrégation.

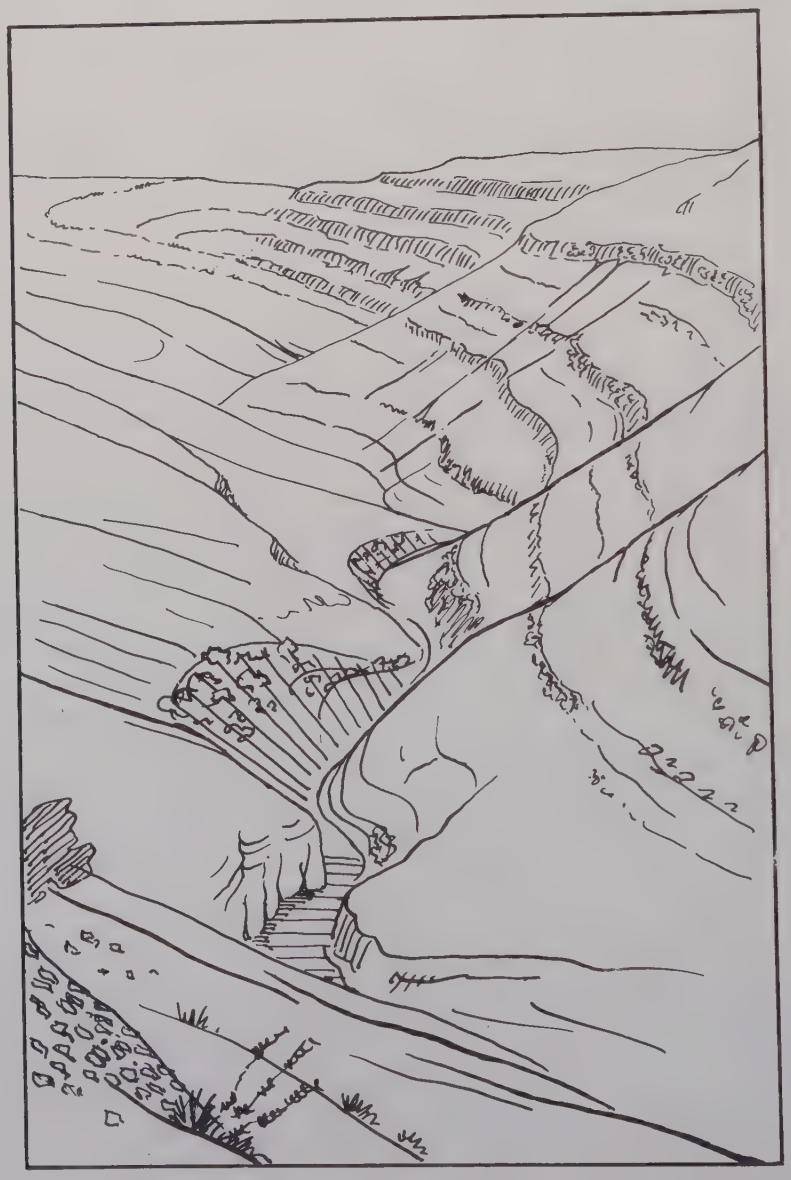


Fig. 30.—PARTIE AVAL D'UNE DÉPRESSION «EN CUILLÈRE» près de Lastras de las Eras.

parallèles à la surface du grand versant substructural dans lequel sont creusées les cuillères (fig. 30).

Les cuillères du Brazuelo étant, comme celles de Villano, creusées dans les calcaires marneux à plaquettes du Coniacien, on peut se demander si ce matériau est particulièrement propice à leur développement. Cependant, comme on n'en trouve pas partout où celui-ci existe, on est obligé d'admettre que d'autres facteurs doivent entrer en ligne de compte. Nous espérons les mettre en évidence en envisageant diverses hypothèses quant aux processus de leur genèse.

R. Ciry pense que cette genèse débute par «un simple entonnoir d'absorbtion spatuliforme» dont l'évolution conduit jusqu'à la vallée à écoulement libre». Cette hypothèse, sur laquelle nous reviendrons, nous paraît, sous cette forme, attribuer une prééminence exagérée à l'enfouissement des eaux *dès l'origine*. Il est certain que la dissolution a joué un rôle et qu'un réseau karstique a été créé, puisque, actuellement, les vallées à l'air libre sont, soit privées d'écoulement une grande partie de l'année, soit totalement mortes.

Mais, il est non moins certain qu'un *fort* écoulement cataclinal, en surface, a été nécessaire pour l'élaboration du modelé, au moins des plus achevées, de ces vallées. Leur direction générale selon la ligne de plus grande pente du versant, leurs formes «normales», c'est à dire semblables à celles modelées dans une formation imperméable, avec des versants d'une pente de 20 à 30° et des sinuosités régulières et continues, ne rappelle pas du tout celles d'un ancien réseau karstique souterrain ayant postérieurement évolué à l'air libre. Celui-ci serait plus encaissé et son tracé en baïonnette révèlerait la prééminence originelle du rôle de la fissuration par rapport à celui de la pente générale. Nous pensons donc que l'érosion linéaire en surface a précédé la création d'un réseau karstique. Ce qui trompe, au premier abord, l'observateur, c'est l'allure de grandes dolines qu'ont les entonnoirs, *vus de la dépression;* mais, lorsqu'on les étudie sur place, on s'aperçoit qu'il ne s'agit, en somme, que de têtes de vallons, s'intégrant parfaitement dans un modelé de ravinement d'un versant dont les caractères structuraux sont, nous l'avons vu, assez particuliers; qu'il s'agisse de la lithologie ou de la disposition des couches. Chaque amphithéâtre terminal est donc, en fait, un bassin de réception torrentiel de forme régulière parce que la formation, considérée dans son ensemble, est homogène. Le bord de ce bassin est franc, d'une part parce que la formation est relativement dure, d'autre part parce que la partie supérieure est substructurale. C'est ce bord régulier qui donne l'impression qu'on n'a pas affaire à un véritable bassin de réception, mais la vallée aval est là pour témoigner de l'écoulement énergique qui a accompagné son creusement. Ceci, nous l'avons vu, n'a pas empêché une partie des eaux de s'enfouir. Il convient de se demander comment et surtout quand, et, pour ce faire, d'esayer de se représenter la suite des enchaînements morphogénétiques. On devrait y parvenir assez facilement, grâce au fait qu'on trouve ,sur le versant, des formes à des stades d'évolution très différents. Des cuvettes à peine ébauchées, de quelques dizaines de mètres de large, prolongées, en aval, par des couloirs presque rectilignes, étroits et peu profonds, y voisinent avec des vallons profonds dont les têtes, en cuillère, larges de plusieurs centaines de mètres se recoupent parfois latéralement. On ne saurait affirmer que ces formes sont du même âge, mais, l'existence d'un écoulement originel à l'air libre dans tous les cas apparaît clairement. C'est donc qu'il n'y a pas eu, à l'origine, de perte notable par enfouissement, les calcaires marneux à plaquettes étant assez imperméables et la fracturation y étant moins facile à exploiter que dans les calcaires francs.

Il semble que le stade des véritables vallées bien calibrées, et quasi normales, déjà décrites, n'ait été atteint que lorsque le creusement a pu se poursuivre jusqu'à une série d'assises plus imperméables et qui est située entre les calcaires marneux du Coniacien de la surface et les calcaires francs du Turonien. Lorsque les cuillères n'ont évolué que dans la partie supérieure du Coniacien, c'est à dire lorsqu'elles n'ont pas plus de 10 à 20 m de profondeur, le chenal aval a été peu agrandi et reste perché, s'il conflue avec une grande vallée. Malgré l'imperméabilité relative, l'écoulement superficiel a donc été interrompu dans ces vallons, au profit de l'en-

fouissement, ce qui confirme que les couches supérieures sont plus calcaires que les inférieures.

Ainsi, si l'on observe des cuillères à un stade déjà avancé, mais n'ayant encore évolué que dans les couches supérieures, et qu'on les compare à d'autres plus profondes, atteignant les basses couches, on a l'impression, comme R. Ciry, qu'au cours de l'évolution, l'écoulement à l'air libre a succédé à l'absorption karstique; mais c'est ne pas tenir compte d'une première partie de l'évolution qui s'est faite aussi à l'air libre, selon les modalités dont font foi les longs chenaux des parties peu évoluées du versant.

Nous avons, jusqu'à présent, fondé sur les seules différences lithologiques notre tentative d'explication de la genèse des formes. Nous nous demanderons maintenant si les enchaînements proposés permettent aussi de tenir compte de la succession de systèmes d'érosion différents dont on peut supposer l'existence par analogie avec ce que révèlent les secteurs adjacents. Pour cela, il convient, au préalable, que nous nous fassions une idée de la place qu'occupent les cuillères dans le modelé de l'ensemble du revers. En ce qui concerne celui-ci nous signalerons d'abord que, si, du côté par lequel nous l'avons abordé, ce sont les formes en cuillères qui nous ont frappé, nous l'avons été tout autant en constatant, grâce aux photographies aériennes, que l'on a affaire, dans ce secteur, à une triple cuesta, ou du moins, à un front divisé en trois paliers rapprochés, ce dont on ne pouvait absolument pas se rendre compte du fond des dépressions monoclinales, tant au Sud qu'au Nord (12). On constate, en même temps, que les cuillères évoluées ont traversé tout le Coniacien qui forme le gradin supérieur. Il semble même que plusieurs rentrants du rebord de celui-ci aient été provoqués par la coalescence des têtes de plusieurs cuillères, celle-ci ayant fait disparaître le rebord qu'elles atteignirent par érosion régressive.

L'ampleur des formes dégagées doit donc correspondre à une longue période d'érosion. D'autre part, comme, lorsqu'on observe le profil des vallées en aval, on y constate l'inscription d'un V assez serré, en contrebas de formes plus ouvertes, on est conduit à y voir le résultat de la succession des mêmes systèmes d'érosion que ceux dont nous avons supposé l'existence pour expliquer la genèse des formes des petits bassins torrentiels du secteur-clef de Las Bazarras. A un système d'érosion subaride donnant lieu à des formes amples par érosion aréolaire facile des versants, dépourvus de végétation, sur lesquels les calcaires à plaquettes se désagrégeaient, aurait succédé un creusement plus localisé dans les talwegs, sous les climats plus humides du Quaternaire froid.

En raison de leur forme, on pourrait cependant être tenté de considérer les têtes des vallons comme des niches de nivation; mais leur altitude est faible (à peine 1000 m), l'exposition Sud-Sud-Est est peu favorable, et aucun relief ne pouvait fournir, en amont, un apport abondant de neige. Dans le bassin du haut Trueba, dans des conditions plus favorables d'alimentation et d'exposition, nous n'avons trouvé de véritables niches de nivation qu'au-dessus de 1200 m d'altitude. Il nous semble donc seulement possible que les processus du gel aient pu retoucher, en bordure d'un remplissage de neige, des formes déjà bien ébauchées avant la période froide. Le matériau s'y prêtait d'ailleurs bien, en raison de la facilité avec laquelle il se divise en plaquettes; il l'a encore bien montré plus tard, en fournissant, sous climat froid mais moins humide, la blocaille qui, tantôt a soliflué avec les marnes et colmaté en berceau les têtes de vallons, tantôt, lorsque les calcaires étaient plus francs, a construit les éboulis de gravité au pied de certains versants plus raides, en aval.

Les hypothèses faites, en ce qui concerne les enchaînements morphogénétiques, rendent aussi assez bien compte du rôle de la dissolution karstique durant chacune des étapes correspondantes. Les climats sub-arides chauds ne lui sont pas particulièrement favorables, surtout parce que les eaux, tombant souvent en averses, violentes mais courtes, ne stationnent pas sur les versants où, au surplus, elles ne sont pas retenues par la végétation. Ceci expliquerait que l'érosion se soit exercée surtout en surface à l'origine de la reprise. Par contre, les

---

(12) La carte topographique, en raison, peut-être, de l'équidistance de 20 m adoptée pour les courbes de niveau, ne rend absolument pas compte de ces formes.

climats humides et froids, sans excés, qui ont dû succéder aux précédents dans ce secteur d'altitude moyenne, étaient, au contraire, très favorables à la dissolution karstique, au moins une partie de l'année. Les grandes différences d'évolution constatées, tant en ce qui concerne l'étape à l'air libre que la dissolution karstique, demandent cependant à être expliquées. Elles nous paraissent pouvoir l'être souvent en faisant état de différences existant déjà dans le modelé antérieur mûr, sur lequel la reprise a débuté. D'une part, l'épaisseur de formations calcaires supérieures conservée devait être irrégulière; d'autre part, des accidents structuraux divers jouèrent un rôle: ondulations orientant les écoulements, failles (parfois très importantes et presque orthogonales à la pente) (fig. 31) les interrompant lorsque la dissolution l'emporta. Là où l'épaisseur des calcaires supérieurs était faible au départ, les formations plus imperméables furent atteintes et le modelé se «normalisa» après les deux premiers épisodes déjà décrits. La où cette épaisseur était plus grande, ce stade ne fut pas atteint et les cuillères restèrent perchées au-dessus des autres. Quant aux chenaux juste ébauchés, il faut admettre, soit qu'ils réussirent mal au cours de la première étape, ce qui est toujours possible sur un versant ayant conservé un modelé ancien sur lequel les chances de hiérarchisation de l'écoulement ne sont pas partout les mêmes, soit que l'enfouissement des eaux y a plus vite

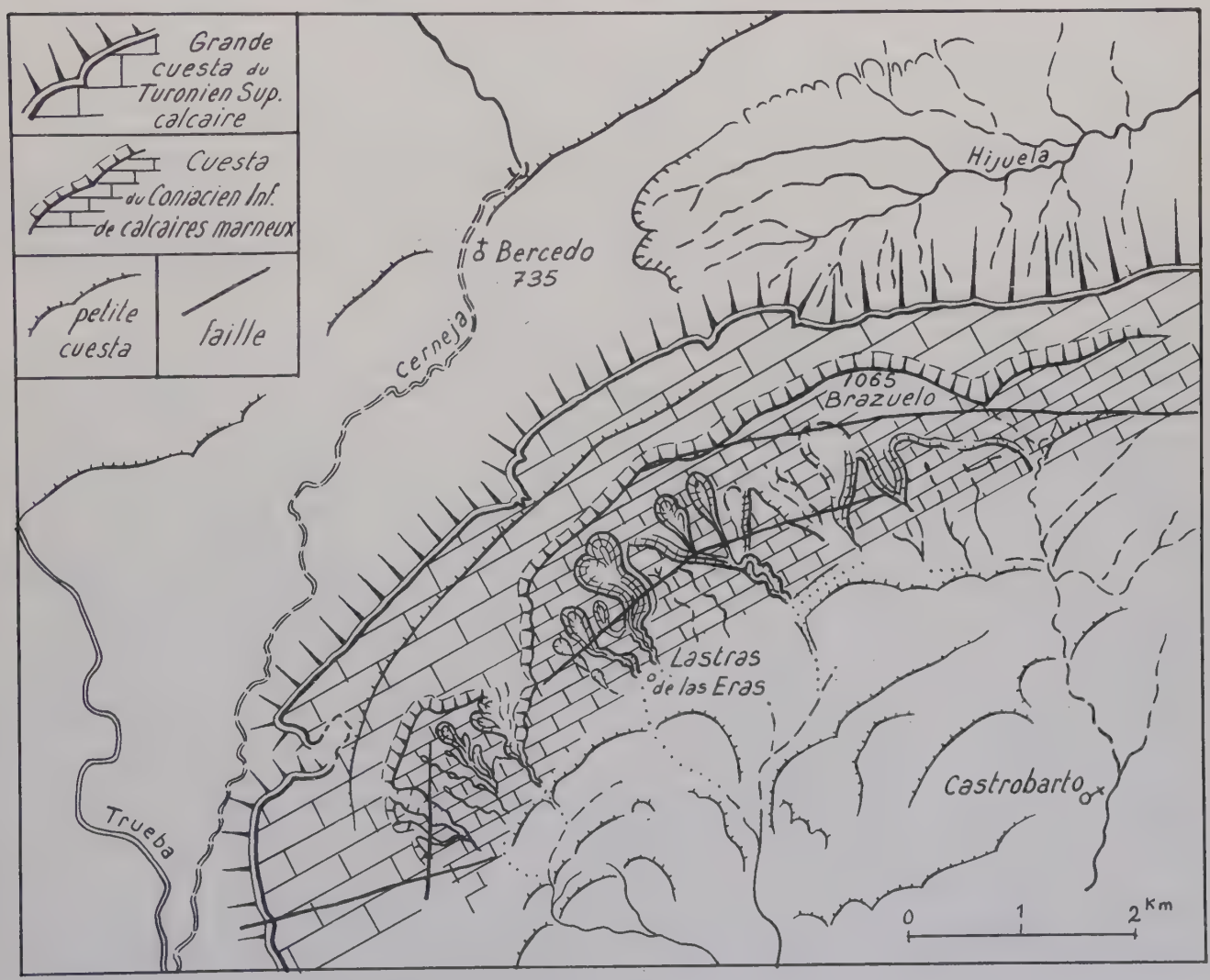


Fig. 31.—LES DÉPRESSIONS «EN CUILLÈRE» revers de la cuesta, dans le secteur du Brazuelo.

interrompu l'écoulement à l'air libre, à la faveur de fractures ou de failles particulièrement faciles à exploiter. Certains chenaux, situés à l'Ouest de Lastras de las Eras, ont été ainsi divisés en tronçons séparés par de petites dolines. Au Nord-Est du même hameau, trois dolines beaucoup plus vastes, réunies en escalier dans le sens de la pente doivent représenter le résultat d'un enfouissement ayant débuté plus tôt encore. Dans le cas de ces chenaux, l'enchaînement a été le contraire de ce que supposait R. Ciry; on est passé de l'écoulement à l'air libre à l'enfouissement.

On voit, en résumé, que, grâce aux caractères lithologiques assez particuliers des formations dans lesquelles elles on été creusées, les dépressions «en cuillère» du revers du Brazuelo nous ont conservé, comme les têtes des vallons de Las Bazarras, un ensemble de formes d'un grand intérêt qui confirment l'existence d'un certain nombre d'étapes de la morphogénèse aux caractères bien distincts les uns des autres. Nous avons jugé intéressant d'en chercher encore confirmation à l'extrémité occidentale de la cuesta, au Sud du sillon d'Espinosa.

IV — LE REVERS AU SUD DU SILLON D'ESPINOSA

Nous avons décrit ailleurs les formes de la partie occidentale de la cuesta du Turonien, telles qu'elles apparaissent de la dépression monoclinale dite «sillon d'Espinosa». Vus en enfilade leurs saillants nous ont d'abord paru former une série de festons très réguliers. Nous n'avons cependant pas tardé à nous rendre compte qu'il s'en faut qu'ils soient exactement semblables, surtout, probablement, en raison du fait qu'il n'existe point actuellement de percée cataclinale entre chacun d'eux, et que celles qui existent ont évolué de façons différentes. Nous avons, en somme, constaté que, si, au premier abord, et contrairement à ce qu'il en est à l'Est, le secteur ouest semble constituer un tout, dont front et revers auraient été modelés en fonction d'écoulements cataclinaux régulièrement espacés, il n'en est rien en réalité (fig. 20).

Cette indépendance des modelés du front et du revers nous a été confirmée par les profils de l'entablement, mis en évidence sur le front, et dont la diversité évoque bien le recoupement de deux topographies distinctes. Si, en effet, cet entablement paraît souvent taillé en sifflet dans le sens Nord-Sud, en quelques endroits il semble l'être en sens inverse, tandis qu'en d'autres le profil révèle une surface structurale. Ceci est particulièrement net en ce qui concerne l'ensemble des quatre festons qui s'alignent de la large percée du Trueba à la percée en trait de scie du rio de la Hoz. Les petits cours d'eau anaclinaux qui ont échancré le front n'ont reculé exactement en face d'un vallon mûr du revers qu'entre le Bedon et le Picón, seul endroit ou deux profils consécutifs du revers aient, de ce fait, des formes symétriques.

A ces motifs de dysharmonie entre *des formes juxtaposées,* s'ajoute le fait que l'entablement n'est pas formé, comme on pouvait le croire, d'un seul ensemble, en position exactement monoclinale. On y retrouve, au contraire, la séparation en deux séquences dures observée sur le rebord du Brazuelo, au Sud-Ouest de Bercedo ,ainsi qu'une troisième séquence, située au-dessus, et qui correspond probablement au Coniacien inférieur dans lequel étaient creusées les cuillères dans le même secteur. Mais, ici, ces trois séries ne donnent pas de triple cuesta. Elles ont été divisées en chevrons, plus ou moins alignés, et qui, d'ailleurs, ne subsistent pas tous sur tous les festons de l'entablement, le recul de la cuesta ayant été plus rapide d'Est en Ouest, probablement en raison de la fermeture périsynclinale de l'ensemble. D'autre part, le dispositif tectonique se complique de l'existence de deux petits plis assez serrés, orientés en biais par rapport au rebord.

Il n'est pas toujours facile de déterminer exactement la résultante de ces influences diverses sur la position des dalles du rebord, légèrement tordues ou basculées, mais l'existence de cassures, que souligne le karst profond très développé déjà signalé, suffit à mettre en évidence le rôle non négligeable de la tectonique dans les formes de détail de cet entablement. Tout cela rend assez délicate la compréhension de l'évolution morphologique du secteur par

l'observation des formes du revers. Seule sa partie orientale conserve, entre le Picon et le Bedon, l'emboîtement net, déjà indiqué, d'un vallon mûr avec reprise en V aigu. Si cette dernière peut être, avec quelque certitude, attribuée au Quaternaire froid, on ne saurait guère fixer d'âge aux formes mûres. Si l'on considère qu'elles datent de l'époque (Pliocène final?) qui nous a laissé ailleurs, sur l'extrême rebord, quelques éléments de surface retouchés, il semble que nous manquent alors les formes en cuvettes de l'étape semi-aride de creusement observées également ailleurs. Peut-être, il est vrai, doit-on penser que, les marnes coniaciennes étant ici plus tendres qu'à l'Est, c'est leur totalité qui a été enlevée durant cet épisode. C'est d'ailleurs ce qui a dû aussi se passer pour la partie tendre de ce Coniacien dans les secteurs que nous avons déjà étudiés; le modelé en «cuillères» n'y a affecté qu'une séquence lithologique déterminée, de dureté moyenne.

Cette absence de formes caractéristiques dans le Coniacien inférieur, alors que cel-

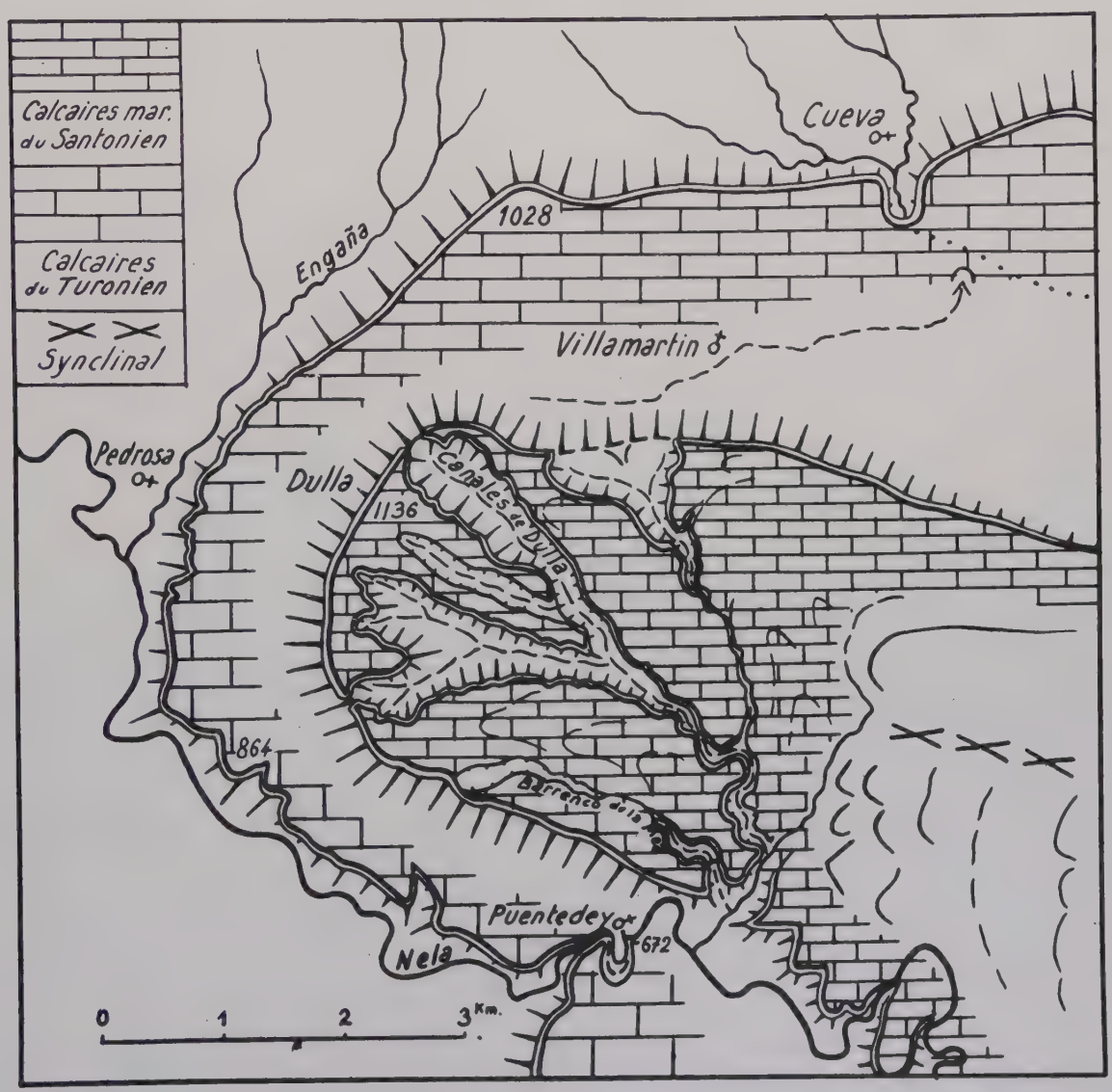


Fig. 32.—LES «CANALES» DE DULLA, dans les calcaires du Santonien de la terminaison périsynclinale, à l'Ouest.

les observées à l'Est étaient si fertiles en enseignements, nous a incité à poursuivre nos investigations jusqu'à la cuesta des calcaires du Santonien dont le soubassement est constitué par la partie supérieure des marnes coniaciennes. Nous avions d'ailleurs déjà remarqué, en grimpant sur le revers turonien, à l'Ouest, au-dessus de Pedrosa (carte, fig. 32) que la cuesta santonienne, haute en ce point de près de 200 m, était largement échancrée selon un profil en U. Dans l'échancrure, l'entablement a complétement disparu et les marnes ont été attaquées sur une profondeur à peu près égale à l'épaisseur de cet entablement. Il était manifeste que cette échancrure correspondait à un creusement énergique sur le revers, creusement dont l'intérêt exceptionnel provient, comme nous l'avons constaté, d'abord sur la carte et surtout sur les photos aériennes, avant de le vérifier sur le terrain, de ce qu'on a affaire à des dépressions profondes allongées, aux bords bien francs, rappelant tout à fait, en plus grand, nos cuillères de Las Eras.

La plus grande de ces dépressions a, en amont, plus de 500 m de large et une longueur de près de 3 km. Elle fait partie d'un ensemble digité baptisé *«canales de Dulla»*, probablement parce que ces dépressions, vues en un point donné, et abstraction faite de leur forme d'ensemble en plan, on tout à fait l'allure d'un canal, ou même d'un canyon aux parois abruptes. On ne saurait cependant s'y tromper, il ne s'agit point d'une vallée ouverte, autrefois, dans cet ensemble au sommet calcaire, par une rivière allogène, à la façon dont cela s'est produit dans les Causses, et dont cela aurait pu se produire ici, puisqu'un volumineux massif de roches imperméables domine au Nord ce secteur de près de 500 m. Il s'agit, en fait, de formes locales qui se sont développées sur un relief mûr dont il subsiste de nombreux témoins entre les cuillères. Ce relief devait, d'ailleurs, avoir un caractère substructural du fait qu'au-dessus des calcaires santoniens existaient des marnes, d'enlèvement total facile. C'est ce qui explique, à notre avis, le dispositif digité, ou en éventail, des cuillères qui correspond à des écoulements selon les lignes de plus grande pente de l'extrémité périsynclinale d'une gouttière tectonique. Ce dispositif et les formes de ces dépressions conduisent à adopter, pour expliquer leur genèse, les hypothèses que nous avons déjà formulées à propos de celle des cuillères du revers du Brazuelo. Une sorte de bassin torrentiel a pu parfaitement être creusé, dans ces formations, sous climat semi-aride. Nous avons ,en effet, constaté que les calcaires du Santonien que nous avons examinés, et qui recouvrent les marnes coniaciennes, se désagrègent aussi facilement en éléments de petites dimensions que les calcaires marneux coniacien de Las Bazarras ou de Las Eras, tout en gardant, comme ceux-ci, une bonne fermeté d'ensemble .Ces calcaires permettent à la fois l'épanouissement des formes et leur survivance, d'où ces cuillères profondes, aux bords bien francs, arrondies en amont et terminées en aval en canyons .On y trouve, comme dans les autres cuillères, les traces en V aigu d'une reprise d'érosion linéaire postérieure, nette surtout dans les parties aval. On peut en particulier s'en rendre compte, même sans y pénétrer ,en observant de Puentedey, point d'aboutissement des «canales» situé au Sud-Ouest de la terminaison périsynclinale, le barranco perché de la Mea.

Fig. 33.—LES CONFINS MÉRIDIONAUX-HAUTE VALLÉE DE L'EBRE.

CHAPITRE IV

LA GÈNÈSE DE LA HAUTE CUESTA

L'étude du revers de la haute cuesta a complété ,de façon très profitable, celle du front, en nous apportant beaucoup d'indications supplémentaires concernant les étapes de l'évolution des formes. Il semble donc que nous n'ayons plus qu'à coordonner entre elles les observations faites des deux côtés pour avoir une idée assez claire et précise de la genèse de cette cuesta.

On pourrait, cependant, se demander si, malgré l'extension de ce bel exemple de relief monoclinal, il ne vaudrait pas mieux, avant d'essayer de le replacer dans un cadre plus large, que nous attendions d'avoir étudié la totalité de notre domaine.

Il nous semble ,pourtant, que la situation de cet ensemble, à la jonction des versants atlantique et méditerranéen, lui donne un intérêt particulier, et qu'il est même, au contraire, possible qu'une tentative de synthèse dans ce secteur puisse nous rendre service pour la compréhension ultérieure des autres.

Nous avons constaté que cette situation exceptionnelle de la cuesta dans une zone de partage des eaux s'est traduite par la conservation, à son sommet, de formes qui paraissent être des reliques d'un modelé fort ancien. Cela nous incite à adopter, comme hypothèse de travail, l'explication proposée par la plupart des auteurs qui ont étudié les reliefs de cuesta et pensent qu'ils ont été mis en valeur à partir d'une surface d'érosion (1). Nous rechercherons donc s'il existe, dans les secteurs adjacents à la cuesta, d'autres témoins de formes anciennes. Comme il est peu vraisemblable qu'il en ait été conservé dans la zone nord, où dominent les formes en creux se recoupant entre elles, nous nous intéresserons surtout à la zone méridionale, ce qui nous rapprochera de la haute vallée de l'Ebre (fig. 33).

LA SURFACE DE MATURITÉ DE L'EBRE SUPÉRIEUR

Nous sommes malheureusement assez dépourvu de critères sûrs permettant d'identifier des témoins provenant d'une même surface. Aucun dépôt d'altération continu n'existe, en effet, au sommet de la cuesta. Quelques remplissages de karst contiennent des pisolithes de fer, mais c'est une formation assez banale en soi. Aucun dépôt important de ce genre n'ayant été signalé par les géologues ou les mineurs nous n'avons pas entrepris une recherche systématique de toutes les petites poches pouvant exister.

Les formes que nous avons étudiées, tant sur le revers que grâce à la coupe qu'en fournit l'abrupt du front, sont bien, en elles-mêmes, caractéristiques. Mais, on ne peut se fonder sur ces seuls aspects pour rechercher leur équivalent dans un secteur étendu, car les caractères des formes varient en raison de la lithologie et du dispositif structural, même si la succession des systèmes d'érosion a été la même.

Le seul critère dont nous puissions faire commodément usage reste le critère altimétrique. Partant des parties élevées du rebord de la cuesta, dont l'étude minutieuse, dans une bande continue, nous a permis de supposer qu'elles ont fait partie d'un même ensemble, mûr,

---

(1) BIROT P. Précis p. 310.

nous pouvons recenser, de proche en proche, d'autres points hauts du relief actuel, dans le but de nous rendre compte si l'on peut les considérer comme des témoins de la même topographie mûre.

L'altitude du rebord de la cuesta est très régulière, ce qui, par parenthèse, outre la présomption d'aplanissement, implique, ou que la région n'a pas bougé depuis l'élaboration de la surface (ce qui est assez invraisemblable en raison de son altitude actuelle), ou que son déplacement relatif, par rapport au niveau de base général, a été le même partout. On passe, d'Est en Ouest, de 1039 m à la Peña Orduña à 1178 à la Peña Aro, 1080 au Castro Grande, 1065 au Brazuelo, 1088 au Bedon et 1028 à la Pelada (fig. 33). On constate cependant vite des «irrégularités». C'est ainsi qu'au-dessus du Valle de Mena, les monts La Peña, qui font partie du rebord, atteignent 1244 et 1256 m. Il peut s'agir ici d'une sorte de monadnock de résistance, puisque nous avons vu que, pour R. Ciry, on a affaire à l'empilement, sur la série dure des calcaires turoniens qui constitue ailleurs l'entablement, d'esquilles des mêmes formations, mais déplacées latéralement lors de la remontée diapirique dans la cheminée du Valle de Mena.

Dans les secteurs adjacents à ce bord de cuesta, tranché, sauf l'exception signalée, vers 1100 m d'altitude, on constate de grandes différences entre le Sud et le Nord. Au Sud, la cuesta du Santonien, située à une dizaine de kilomètres parallèlement à la précédente, est parfaitement tranchée à 1000 m environ d'altitude. On a, de ce côté, l'impression de trouver la suite du «train de cuestas» classique, provenant de la mise en valeur des couches dures d'une cuvette sédimentaire préalablement arasée. Du côté nord, au contraire, se dresse, à 10 km environ en avant de la cuesta, à l'Est, le massif du Gorbea (1475 m) et à l'Ouest celui du Valnera (1707 m). Si ces massifs n'ont pas été surélevés par un rejeu tectonique postérieur, il faut y voir des reliefs résiduels, peut-être même les derniers débris d'un massif plus volumineux au pied duquel a été modelée la surface. Nous constaterons, en effet, plus tard, que le Gorbea est armé et soutenu par des masses lenticulaires de calcaire urgonien (2) dont les parties supérieures ont pu être immunisées très tôt par enfouissement des eaux, si l'on en juge par le karst perché, très ouvert, qui subsiste actuellement. Quant au massif du Valnera, c'est le type même du massif armé de bancs durs: grés du complexe supra-urgonien, ou calcaires en bancs massifs du Valnera proprement dit, alternant avec d'autres grés durs.

Si, un peu surpris par l'interruption, au Nord, d'une surface dont les deux côtes, parallèles et d'altitude très régulière, du Turonien et du Santonien, paraissaient pourtant témoigner, on reprend, à nouveau, les recherches au Sud, les difficultés d'interprétation sont d'un autre ordre. Elles proviennent des vigoureuses incisions de l'Ebre supérieur, traversant en cluse, à une altitude moyenne de 500 m, de gros ensembles structuraux démantelés tels que la sierra de la Tesla et l'anticlinal de Lalastra-Sobron. Ces formes nous rappellent que l'énergique reprise d'érosion qui a mis la cuesta en valeur n'a pas été limitée au versant atlantique. Elles nous font craindre, en même temps, que toute tentative de reconstitution d'un ensemble étendu de formes mûres, à partir duquel notre cuesta aurait été mise en valeur, soit, d'avance, vouée à l'échec. A mesure qu'on s'éloigne vers le Sud, l'ampleur des formes creusées postérieurement s'accentuant, en même temps que le réseau hydrographique s'enfonce, on a peu d'espoir de retrouver des témoins de cette surface sur les interfluves.

Nous avons cependant été incité à poursuivre nos recherches à la suite de la remarque de P .Birot signalant qu' «au Sud de Reinosa les formes dérivent d'une surface d'érosion située vers 1100 m» (3). La ville de Reinosa n'étant située qu'à une trentaine de kilomètres à l'Ouest de l'extrémité occidentale de notre cuesta, il devient tentant de chercher des raccords de ce côté.

La région à laquelle P. Birot fait allusion est la partie orientale du domaine étudié par

---

(2) Chapitre VII.

(3) BIROT P. et DRESCH J. La Méditerranée... Tome I p. 151.

R. Ciry dans sa thèse. Elle fait suite, vers l'Ouest, à la zone dans laquelle le Massif Asturien s'ennoie sous une couverture sédimentaire. Des accidents d'allure très diverse ont affecté celle-ci: plis coffrés au Nord-Est, hauts plateaux faiblement ondulés au centre, plis très serrés et dislocations au Sud-Ouest. Or, l'ensemble paraît effectivement bien tranché à une altitude de 1000 à 1100 m, comme on peut s'en rendre compte sur les coupes schématiques de R. Ciry (4). Les points hauts du relief sont presque exclusivement constitués par les calcaires durs du Turonien, du Santonien et du Campanien.

Le cas de la partie orientale de la zone plissée située en bordure du Tertiaire du bassin du Duero est particulièrement remarquable (fig. 33). Il s'agit, d'après R. Ciry, d'une zone «caractérisée par l'existence d'importantes dislocations affectant la série secondaire et suivant lesquelles le domaine septentrional, décollé au niveau du Keuper, a été surélevé et poussé vers le Sud-Ouest, contre une région restée en place et plus ou moins plissée». Dans les environs de Montorio, par exemple, village situé dans une zone ou la structure est particulièrement compliquée, on passe en quelques dizaines de mètres de pendages verticaux à des pendages subhorizontaux. Or, les points hauts sont à une altitude remarquablement uniforme qui ne laisse aucun doute sur la perfection de la surface d'arasement dans cette zone (coupe fig. 34).

Malheureusement, c'est en raison de circonstances exceptionnelles qu'on peut juger ici de cette perfection. La conservation des témoins de ces arasements y a, en effet, été possible pour deux raisons. D'une part, lors de la reprise d'érosion qui a, en partie, remis en valeur

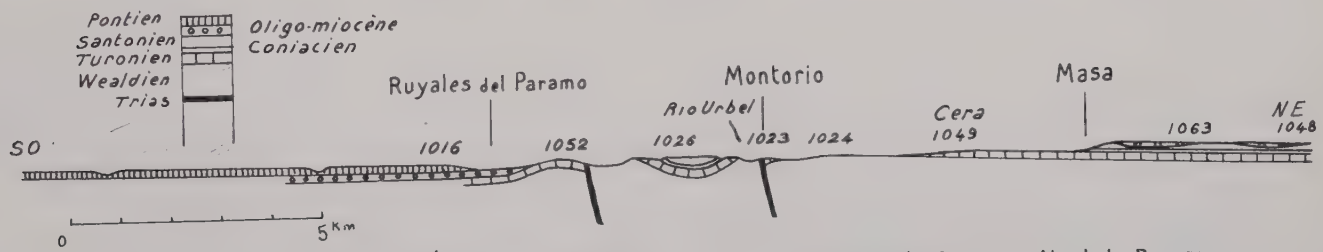


Fig. 34.—COUPE DANS LA RÉGION DE MONTORIO.—Bordure du Bassin du Duero au Nord de Burgos.

la structure, ce secteur s'est trouvé situé dans la zone de partage des eaux entre les bassins de l'Ebre et du Duero. D'autre part, cette surface devait être protégée par une couverture tertiaire dont elle n'a été débarrassée que tardivement ,en raison justement de sa situation. Il semble, en effet, que les formations qui ont recouvert la Meseta dans le bassin du Duero se soient étendues notablement plus au Nord et à l'Est, comme permettent d'en juger non seulement les îlots qui y subsistent encore, mais aussi le fait que les têtes des petits cours d'eau Urbel et Urbina sont actuellement surimposées dans la bande crétacée. Elles la tranchent selon une direction qui est encore celle des écoulements sur le rebord du bassin tertiaire.

Dès qu'on s'éloigne de cette bande privilégiée, en revenant vers le Nord-Est, à la recherche de liaisons avec le rebord de notre cuesta, l'interprétation des formes devient plus difficile. Si l'on emprunte, par exemple, la route de Burgos à Villarcayo, celle-ci conduit d'abord sur de hauts plateaux qui conservent encore bien l'allure générale d'une surface d'érosion, malgré les quelques petits abrupts de cuesta dégagés postérieurement au droit des couches dures santoniennes ou campaniennes tranchées en sifflet. Mais, dès qu'on aborde le secteur de la vallée de l'Ebre, on se trouve en présence des difficultés signalées précédemment et dues à la vigueur de la reprise d'érosion. Ainsi, du bord Sud du val synclinal de Valdivielso, on a l'impression que la Sierra de la Tesla, anticlinal en partie éventré qui lui est parallèle au Nord, est bien tranchée à une altitude équivalente à celle du genou structural sur

(4) CIRY R. Thèse-Coupes structurales schématiques-Planche hors texte.

lequel on se trouve. On est cependant frappé par l'ampleur des formes en creux, et, partant, du démantèlement; le flanc sud de l'anticlinal, en particulier, est divisé en chevrons décharnés. S'il y a eu vraiment arasement il est donc très peu probable que les sommets observés actuellement soient, malgré certains effets perspectifs, des témoins authentiques de celui-ci. On s'en convainc tout à fait lorsque, prenant du recul, on peut avoir, du Nord de Villarcayo, une vue d'ensemble de la Sierra de la Tesla. On constate que son profil en dos de baleine ne présente pas le moindre secteur rectiligne pouvant passer pour un témoin de surface.

En résumé, les formes et l'altitude régulière du bord de la cuesta du Turonien et de quelques autres sommets de couches dures dégagés dans la grande cuvette synclinale de Villarcayo-Miranda, permettent d'évoquer une surface d'érosion ou du moins des formes très mûres. D'autre part, des preuves d'un arasement presque parfait existent en bordure du remplissage tertiaire du bassin du Duero. Mais, on ne peut se prononcer sur le degré d'achèvement, et l'existence même, d'une surface étendue entre ces deux séries de témoins, surtout en raison de l'énergique reprise d'érosion qui a mis ou remis en valeur les formes structurales au-dessous de cette surface supposée.

Ceci ne diminue d'ailleurs pas l'intérêt du secteur étudié, en raison, justement, du contraste entre les formes mûres, dont l'ancienneté ne fait aucun doute, et les vigoureuses formes en creux dont nous allons maintenant essayer d'expliquer la genèse.

LA REMISE EN VALEUR DU RELIEF DE CUESTA, SES CAUSES ET SES MODALITÉS D'ENSEMBLE

L'extraordinaire reprise d'érosion qui a remis en valeur le relief de cuesta implique un grand changement du système des pentes, et donc un important réajustement tectonique. Il serait assez invraisemblable que celui-ci n'ait pas, en même temps, provoqué un déplacement de la ligne de rivage des océans et que ce changement du niveau de base n'ait pas joué un rôle dans la reprise. Par contre, il paraît impossible d'expliquer celle-ci exclusivement par un abaissement de ce niveau. L'hypothèse eustatique qui conduisit H. Baulig à admettre dans un cas semblable, une baisse des océans de plusieurs centaines de mètres depuis le Néogène, déjà critiquée par de Martonne, en raison des déformations extraordinaires du fond des océans qu'elle supposerait (5), conduisait, de plus, le premier de ces auteurs à attribuer à l'érosion régressive un rôle exclusif dans le modelé des formes en creux. Il semblait oublier que l'érosion régressive n'est qu'un des aspects de l'érosion et que cette dernière «en un point donné, combine, dans des proportions sans doute très variables, les effets de l'érosion régressive avec ceux de *l'érosion progressive*» (6). Il nous semble que c'est à cette érosion progressive, qui n'a besoin, pour s'exercer que d'un système de pentes suffisamment accentuées, que peut être attribuée l'élaboration d'une grande partie des formes de notre région. Cela ne signifie pas qu'*une partie* du creusement n'ait pu se produire, en aval, à partir d'un nouveau niveau de base; mais, en dehors du lit préflandrien dont nous avons repéré les traces dans la vallée du Nervion jusqu'à quelques kilomètres seulement en amont de l'embouchure actuelle (7), il nous a été impossible de distinguer les restes d'emboîtements *très anciens* dans les vallées.

---

(5) DE MARTONNE Emm. Traité p. 617.
(6) TAILLEFER F. Thèse p. 349.
(7) HAZERA J. (1956): La basse vallée du Nervion et la ria de Bilbao.

Si l'on peut affirmer que l'amplitude du soulèvement provoqué par le réajustement tectonique a dû être importante dans le secteur de la cuesta, puisque le sommet de celle-ci se trouve maintenant à une altitude moyenne de 1100 m, il est très difficile de préciser les modalités du réajustement dans les secteurs où toute trace d'un modelé ancien a disparu. D'autre part, nous n'avons pas de point de repère nous permettant d'apprécier les modifications apportées au dispositif structural et nous sommes dépourvus de formations corrélatives attribuables aux étapes les plus anciennes de la reprise. Certains traits signalés par P. Rat concernant la tectonique plus ancienne, nous suggèrent cependant l'idée que ce réajustement pourrait provenir du rejeu d'accidents antérieurs. La présence du «coin soulevé» de Ramales, «en direction biscayenne», c'est à dire celle du grand anticlinal de Biscaye, Sud-Est-Nord-Ouest, l'alignement des diapirs de Mena, Orduña et Murguía, dans la même direction, font supposer à cet auteur l'existence, dans ce secteur, d'une «zone de flexion du socle ayant pu jouer en divers sens suivant les époques» (8). P. Rat a, d'ailleurs, été lui-même frappé par «la raideur de la haute cuesta turonienne» qu'il évoque au sujet de cette flexure, et à l'Est, par l'extraordinaire creusement des têtes de l'Ason et du Miera qui montent à l'assaut du Massif du Valnera, creusement qui lui paraît confirmer la nécessité d'admettre un soulèvement récent de ce côté (9).

Les auteurs de la carte géologique d'Espinosa de los Monteros estiment, de leur côté, qu'il a dû se produire, dans la région du Massif du Valnera «un bombement provoqué par un soulèvement postérieur au plissement alpin» (10); ils l'attribuent à l'expansion du Trias, à mesure que les masses crétacées diminuaient de poids, en raison de l'érosion qu'elles subissaient. Si l'on adopte cette hypothèse, il n'y a évidemment pas de raison de fixer une limite dans le temps à ce réajustement. Il est même possible qu'il se poursuive de nos jours et il pourrait affecter toutes les zones où apparaît le Trias, en particulier celle de la ligne de diapirs signalée par P. Rat. Au surplus, cette hypothèse rejoint celle, plus générale, d'un soulèvement isostatique compensateur de l'érosion proposée par C. Arambourg (11) et que G. Viers est enclin à adopter, en ce qui concerne le littoral basque français (12).

Ces hypothèses des géologues sont, pour l'instant, celles qui permettent le mieux d'expliquer le réajustement tectonique que laisse supposer la reprise d'érosion. Elles ont, de plus, l'avantage d'être fondées sur des traits de structure observés, tandis que l'hypothèse d'un simple bombement d'ensemble à grand rayon de courbure, ou encore celle d'une flexure continentale telle que la conçoit J. Bourcart, même si elles rendent compte des faits, restent du domaine de la spéculation. Il est bien vrai, cependant, que, dès que l'on veut expliquer certains traits locaux de l'évolution postérieure au réajustement, on n'est guère plus avancé, que l'on se fonde sur l'une ou l'autre de ces hypothèses, car toutes restent d'un caractère général. C'est, en fin de compte, de la disposition des grandes artères du réseau hydrographique que nous inférerons le caractère inégal du bombement et même le rejeu des grandes cassures, la démarche explicative inverse étant impossible. Cette façon de procéder ne permettra pas de certitudes, d'autres facteurs que le changement de pente provoqué par le réajustement ayant joué un rôle au cours de la reprise d'érosion, sans qu'il soit possible de déterminer l'importance relative de ce rôle d'un endroit à un autre.

On se trouve déjà en présence d'un problème de ce genre lorsqu'on veut tenter de déterminer, par l'examen du réseau hydrographique actuel, quel a pu être l'emplacement de la nouvelle ligne de faîte entre les deux grands versants atlantique et méditerranéen après le

---

(8) Rat. P. Thèse p. 507.
(9) Communication personnelle.
(10) Mapa geológico de España. Explicación de la hoja 84 p. 49.
(11) ARAMBOURG C. (1952).
(12) Viers G. Thèse p. 492.

réajustement. Si l'on se fonde sur la direction générale de la flexure, et qu'on suppose, de ce fait, que cette ligne a été à peu près parallèle à la direction du secteur principal de la cuesta, on est incité à la placer à une dizaine de kilomètres, au moins, au Nord, puisqu'il faut inclure sur le versant méditerranéen le Castro de Valnera et le Gorbea dont le drainage ne semble pas avoir changé de direction. Dans cette hypothèse, si l'on suppose l'existence d'une flexure simple, au faîte à peu près rectiligne, il faut admettre que, dans le secteur central, une partie plus importante encore du versant méditerranéen a été enlevée par l'érosion, puisque le front de la cuesta se trouve bien au Sud de ce faîte supposé. Cela est-il dû à un soulèvement plus grand ayant donné des pentes plus fortes et provoqué, de ce fait, un creusement plus énergique, ou cela correspond-il à un trait de lithologie, les secteurs latéraux ayant une dureté plus grande? En faveur de la première hypothèse on peut invoquer une disposition divergente des cours d'eau à partir d'une zone située au Nord-Ouest du Castro Grande. Ne s'agirait-il pas de la conservation d'un trait fort ancien: une tendance à l'exhaussement qui, dès le Crétacé, a donné des hauts fonds permettant les constructions de calcaires urgoniens du massif de Trucios? En faveur de la seconde hypothèse, on peut reprendre les remarques faites à propos de la conservation, au-dessus de la surface de maturité dont faisait partie le bord de la cuesta, des deux massifs du Valnera et du Gorbea considérés comme des monadnocks de résistance.

LES MODALITÉS DE LA REPRISE D'ÉROSION SELON LES SECTEURS DE LA CUESTA

Ayant maintenant acquis, par l'observation des grands traits du réseau hydrographique, une idée approximative du nouveau système des pentes, nous tenterons, en complétant ces données très générales par celles acquises précédemment concernant les formes de détail, de nous représenter les modalités d'une remise en valeur qui a conduit à des aspects si différents d'un secteur à un autre de la cuesta (fig. 4).

Dans les secteurs central et oriental, le dessin d'ensemble du front, avec ses grands saillants dégagés entre des rentrants dont certains sont de véritables reculées (Angulo, tout particulièrement, mais aussi la partie méridionale de la dépression d'Orduña) semble devoir beaucoup à l'érosion régressive des têtes de quelques grands cours d'eau. Mais cela veut-il dire que la totalité du modelé soit le résultat d'une érosion de ce type, érosion fonction d'un creusement linéaire dans les talwegs? On se souviendra que partout, tant dans les dépressions du front que sur le revers, nous avons observé les traces de systèmes d'érosion de type subaride et que les retouches, de type linéaire, que nous attribuons à la fonte des neiges, lors des épisodes froids et humides du Quaternaire, s'inscrivent dans les formes plus amples dégagées par les systèmes d'érosion antérieurs. Les incisions très marquées des extrémités des têtes des vallées sont donc, sûrement, le résultat de ces derniers épisodes seulement, mais les formes générales des rentrants ont dû être ébauchées au stade précédent. Il s'agissait probablement de cuvettes plus larges dans le modelé desquelles les processus aréolaires jouaient un plus grand rôle, mais qui étaient, quand même, des sortes de bassins de réception torrentiels. On se souviendra, en effet que, si les épisodes subarides nous ont laissé des formes comme les glacis, dans l'élaboration desquelles les processus aréolaires ont joué le rôle prépondérant, nous avons trouvé, également, les traces d'un écoulement torrentiel, partout où la concentration des eaux était possible: bassin du haut Trueba et torrents du flanc sud du massif qui culmine au Valnera, cuvettes et cuillères du revers aux formes bien conservées dans les marno-calcaires. A la lumière de ces observations antérieures, on est donc fondé à penser que, même avant les épisodes froids et humides du Quaternaire, c'est un écoulement abondant et puissant qui a dégagé la cuesta et creusé les grandes vallées par lesquelles ont été entraînées vers l'Atlantique les masses énormes de matériaux qui ont été enlevées lors de l'élaboration de ce modelé en creux. Bien que la puis-

sance des eaux courantes dans une partie du domaine subaride soit un fait bien établi, dû, en particulier, à l'absence de protection par la végétation, ces remarques, impliquant l'existence de cours d'eau exoréiques bien alimentés, conduisent à envisager que ces épisodes ont dû se dérouler sous un climat se rapprochant plus du climat méditerranéen que d'un climat désertique.

En ce qui concerne le secteur occidental, il nous paraît superflu de revenir sur les modalités du dégagement de l'entonnoir de percée du Trueba auquel nous nous sommes déjà longuement intéressé, si ce n'est pour rappeler que les formations torrentielles les plus anciennes paraissent n'avoir jamais ennoyé même la petite cuesta secondaire qui divise en deux cet entonnoir. C'est dire que nous ne possédons pas de renseignements sur les systèmes d'érosion qui ont dégagé la plus grande partie des formes en creux.

A l'ouest du Trueba, l'étude des percées, étude que nous avons faite précédemment, nous paraît justifier l'hypothèse d'une évolution assez particulière de ce secteur. Nous avons signalé la médiocrité de ces percées dont seule celle du Trueba paraît susceptible d'avoir livré passage à des débits assez grands; elles sont si insignifiantes que nous nous demandons si elles n'ont pas été ouvertes après que le sillon monoclinal qui sépare la cuesta, du massif gréseux eût été déjà en partie ouvert, à l'Est et à l'Ouest, en fonction, d'un côté, du dégagement plus rapide de la percée du Trueba dans le diapir de Salinas, de l'autre, des facilités rencontrées à tourner la cuvette synclinale dont la cuesta constitue le bord. Cependant, les emplacements occupés par les derniers cônes torrentiels construits lors de la période subaride indiquent qu'à ce moment-là l'écoulement se faisait par les percées. L'hypothèse d'un dégagement latéral ne pourrait donc s'appliquer qu'à des épisodes plus anciens.

En ce qui concerne le revers, on aurait pu espérer tirer des enseignements de valeur générale de la comparaison du secteur occidental, dans lequel une partie des eaux provient de la dépression monoclinale par les percées, et du secteur central qui n'a été modelé que par les eaux rassemblées sur le bord du revers. Mais, dans le secteur occidental, le revers est réduit à très peu de chose car, en raison du resserrement du dispositif synclinal de ce côté, c'est une série d'auréoles rapprochées qui ont été mises en valeur par l'érosion. Quelques ondulations accessoires, que nous avons déjà évoquées compliquent même le dispositif et les formes au travers desquelles le maigre réseau hydrographique s'est frayé un chemin tortueux.

Dans le secteur central, on se souvient que tout le bord du revers a été creusé de bassins torrentiels allant des cuillères du Brazuelo à la grande cuvette de Relloso. Toutes ces formes indiquent que la reprise d'érosion n'a pas manqué d'énergie de ce côté, surtout si l'on considère que les bassins versants étaient fort réduits. Cela confirme que l'aridité de l'épisode était toute relative, comme l'entraînement au loin des matériaux par les grandes vallées du front nous a déjà conduit à le supposer.

La vigueur de ce creusement permet de supposer que le même système d'érosion a dégagé la cuesta du Santonien dont le front est situé à 10 km au Sud, ainsi que les percées cataclinales correspondantes. On remarquera que seul le Jerea traverse orthogonalement cette cuesta, ce qui fait douter de l'uniformité de la pente du revers après le réajustement. Il est vrai qu'à l'Ouest, la zone du diapir de Salinas, en partie facile à évider, constituait un niveau de base local. De même, le glissement vers l'Est de l'Humedo doit répondre à des traits de structure locale, le bord de cette partie de la cuvette synclinale de Miranda de Ebro que contourne le cours d'eau étant compliqué d'accidents transversaux qui l'ont surélevé.

En dehors de la percée du Jerea, c'est plus à l'Est qu'on trouve la percée cataclinale la plus «classique» dans un domaine que nous n'avons pas décrit en détail parce qu'il est marginal par rapport à la grande cuesta. Il s'agit cependant encore du Turonien dont les faciès calcaires durs réapparaissent au Sud-Est, après l'interruption du secteur plus marneux d'Orduña. Large d'une dizaine de kilomètres dans sa partie ouverte et de 500 m seulement à sa

sortie, profond, sur ses bords, de 4 à 500 m, l'entonnoir de percée du Bayas est, tout autant que la percée du Trueba, un beau témoin de la reprise d'érosion sur le versant méditerranéen. Le lent et tortueux Bayas actuel, mal alimenté par le petit massif du Gorbea, n'a évidemment pas de rapport avec les écoulements qui ont creusé cette dépression triangulaire, dite «Valle» de Cuartango en raison de son ampleur. C'est dans ce secteur que l'on peut le mieux comparer la vigueur de la reprise d'érosion sur l'un et l'autre versant, car on y est tout près de la dépression d'Orduña. Or, le creusement de cette dépression avec ses 600 m de profondeur moyenne, ne semble pas représenter un exploit bien supérieur au creusement du Valle de Cuartango, surtout si l'on tient compte du fait que celui d'Orduña a été facilité par la division des matériaux dans la cheminée diapirique. C'est une confirmation de plus, si elle était nécessaire, que le plus ou moins grand éloignement du niveau de base général des océans n'a eu qu'une influence assez réduite sur la puissance de la grande reprise d'érosion en un secteur donné.

En terminant cette étude des modalités du dégagement des formes de la cuesta dans ses divers secteurs, peut-être n'est-il pas inutile de faire remarquer que nous n'avons pas essayé d'utiliser le schéma proposé par Emm. de Martonne pour expliquer la genèse des cuestas. On sait que ce schéma, qui reprend en partie celui de Davis, attribue un rôle essentiel aux cours d'eau dits «subséquents», affluents des cours d'eau cataclinaux «primitifs» «dits» «conséquents» (13). En raison de la faveur dont il a joui il y a quelques décennies auprès de nombreux auteurs, nous examinerons rapidement s'il est possible de l'appliquer à certains secteurs de notre domaine.

Il est fort probable que, dès que la reprise d'érosion s'est manifestée, un écoulement en direction du Sud a pris naissance sur les massifs du Valnera et du Gorbea, écoulement préfigurant ceux du Trueba, des torrents de la Churra et du Caballo, ainsi que celui du Bayas. Le Trueba a dû ouvrir facilement une percée «conséquente» à l'emplacement du diapir de Salinas de Rosio et nous concevons fort bien des affluents orthoclinaux déblayant les couches tendres au Nord des couches dures et élargissant l'entonnoir de percée. Le Cerneja a dû être de ceux-ci et a dû creuser la dépression située au pied de la cuesta, de Bercedo à El Ribero. Mais ce cours d'eau n'était pas «subséquent», c'est à dire subordonné à l'existence préalable du Trueba, mais «primitif» comme ce dernier, car il drainait, en amont, sa partie de hauts reliefs. Il a donc travaillé, non point essentiellement par érosion régressive, à partir de son confluent avec le Trueba, mais en progressant, lui aussi, vers la partie de la cuesta la plus facile à déblayer, qu'il aurait franchie même sans l'aide du Trueba.

En ce qui concerne la partie occidentale du »sillon» monoclinal d'Espinosa, nous nous sommes demandé (14) si, avant d'être tronconné en cuvettes se vidant par les petites percées conséquentes, il n'avait pas été dégagé latéralement par des écoulements orthoclinaux. S'il en a été ainsi il ne s'agissait pas, pas plus que pour le Cerneja, de l'érosion régressive d'affluents subséquents du Trueba, mais de celle des torrents de la Churra trouvant un passage plus facile vers le diapir de Salinas qu'au travers de la cuesta. Nous pensons, en somme, qu'il y a eu, dans ce sillon, un écoulement «primitif» orthoclinal.

En ce qui concerne le secteur central, le plus étendu, il semble évident que le schéma explicatif d'Emm. de Martonne, sous sa forme simple, ne peut être appliqué, puisqu'aucune percée cataclinale n'y traverse la cuesta et qu'il n'existe pas de véritable dépression monoclinale à son pied. Mais, ne peut-on envisager une explication plus compliquée, du genre de celle proposée par cet auteur pour le Jura Souabe dans lequel la cuesta, mise d'abord en valeur par des écoulements conséquents et subséquents, aurait vu son drainage en partie modifié à la suite de l'approfondissement du fossé rhénan au Quaternaire (15).? Nous ne le

---

(13) DE MARTONNE Emm. Traité pp. 688 et 760-763.
(14) Chapitre II.
(15) DE MARTONNE Emm.: Traité p. 770.

pensons pas. Il ne nous semble pas qu'il y ait eu d'abord dégagement de la cuesta à la suite d'un écoulement cataclinal, car on ne trouve aucune percée morte au sommet de l'entablement actuel. L'unique seuil pouvant, à première vue, être interprété ainsi, est celui situé au-dessus du rentrant d'Angulo, à une altitude d'environ 730 m, mais rien ne vient confirmer qu'il ait pu autrefois donner passage à un cours d'eau conséquent: pas le moindre entonnoir de percée (car le plan en V du rentrant est celui de la reculée d'Angulo), pas le moindre dépôt alluvial pouvant provenir de formations situées au Nord. Nous ne croyons donc pas qu'il y ait eu d'abord dégagement de la cuesta par un réseau hydrographique à écoulement cataclinal, puis reprise d'érosion du côté atlantique à la suite du réajustement tectonique dont nous avons supposé l'existence. Nous pensons plutôt qu'après celui-ci, la reprise s'est exercée des deux côtés à la fois. Nous avons admis que, sur le versant septentrional, les grands rentrants ont été creusés par les têtes des grands cours d'eau anaclinaux qui, à l'origine, furent des torrents. Sur le versant méridional; l'érosion a repris dans le sens cataclinal et, ici, les formes ont donc pu être dégagées selon le schéma classique. Quelques artères principales (Jerea, Humedo, Bayas) se sont mieux développées que d'autres et on peut admettre que leurs affluents «subséquents» ont creusé une partie au moins des dépressions:Valles de Loza et de Cuartango.

En résumé, l'étude de la disposition du réseau hydrographique, par rapport aux divers secteurs de la cuesta, que nous venons de faire, montre, avec la plus grande clarté, que les enchaînements supposés nécessaires par Emm. de Martonne pour qu'une cuesta puisse être dégagée ne se réalisent que dans certains cas. On peut, au contraire, conclure, avec J. Tricart, que: «quelle que soit l'orientation des rivières principales par rapport au pendage, les côtes sont également développées» (16). Si une certaine inégalité de développement existe dans notre domaine, elle ne provient pas de l'orientation des cours d'eau, mais de la plus ou moins grande proximité du niveau de base des océans.

On a voulu, parfois, aller plus loin et dénier un rôle important au réseau hydrographique principal en faisant remarquer, comme nous l'avons d'ailleurs fait nous-même, que, non seulement le sommet de la cuesta est un reste d'ancienne surface d'érosion, mais que le talus lui-même est souvent un glacis d'érosion en roche tendre et, comme tel, modelé par des processus aréolaires. On a aussi, reprenant une remarque de J. Tricart (17) considéré que «de tous petits cours d'eau, coulant en tous sens, suffisent à dégager les dépressions subséquentes dans les roches tendres» (18). On semble oublier, dans les deux cas, que l'enlèvement des matériaux ne peut se faire que par les grandes rivières qui, fait remarquer J. Tricart, «servent de niveau de base local».

---

(16) TRICART J. Le relief des côtes p. 66.
(17) TRICART J. Ibid. p. 18.
(18) DERRUAU M. Précis p. 294.

CHAPITRE V

LES FORMES MONOCLINALES AU NORD DE LA HAUTE CUESTA

Si la haute cuesta frappe l'observateur par son gigantisme et par les formes originales de sa corniche, elle n'est pas la seule expression du modelé structural monoclinal dans la zone méridionale de notre domaine. Les buttes qui la bordent au Nord en contrebas, telles une guirlande ou un feston, sont aussi expressives dans leur monotonie. Disposées en paliers successifs bien détachés les uns des autres, certaines, au revers structural bien conservé, ont la régularité des marches d'un escalier cyclopéen.

Pourtant, cette belle régularité des formes, qui semble exprimer la régularité d'un dispositif structural d'une parfaite continuité, n'existe que dans une zone large à peine de quelques kilomètres. Lorsqu'on s'éloigne vers le Nord, on a l'impression d'une complication beaucoup plus grande, bien que le style monoclinal subsiste. C'est qu'on aborde la zone schisto-gréseuse dans laquelle les séquences dures sont réparties très irrégulièrement; mais c'est aussi que, les pendages augmentant, on n'a plus affaire à des éléments de cuesta allongés mais à des séries répétées de hogbacks aux formes trapues. Nous avons, en effet, déjà signalé que notre zone méridionale n'est nullement un ensemble monoclinal parfait, mais le flanc sud, très étiré, du vaste anticlinal de Biscaye. C'est la raison pour laquelle les pendages augmentent progressivement à mesure qu'on se rapproche du sommet de l'anticlinal. Alors qu'ils dépassent rarement 5.° sur l'entablement de la cuesta, il est courant qu'ils atteignent plus de 10.° sur les buttes et 20, 30 et même 40.° dans la zone schisto-gréseuse. Ils dépasseront encore ces valeurs lorsqu'on s'approchera vraiment de l'axe de l'anticlinal et que, la fiction monoclinale disparaissant, il nous faudra considérer comme des crêts authentiques les reliefs qui, vers le Nord, font suite à ce que nous avions appelé jusque là, un peu improprement, des hogbacks.

I — LE FESTON DES BUTTES DISSYMÉTRIQUES DE L'AVANT-CUESTA

Parmi les traits que la carte topographique peut nous révéler, l'existence, en avant de la haute cuesta, d'une guirlande de buttes est certainement le plus net. Leur dessin y est parfaitement lisible (Carte fig. 4 et 35). De la dépression d'Orduña au Valle de Mena, elles s'alignent d'abord en direction Nord-Ouest, puis, à partir du «méridien de Valmaseda» (P. Rat), elles passent progressivement à la direction Sud-Ouest. Elles sont séparées les unes des autres par les cours d'eau anaclinaux qui descendent du talus de la haute cuesta.

Sur le terrain, en choisissant un bon observatoire, nous pourrons en saisir d'un seul coup d'œil la presque totalité. Ainsi, vues de profil, de la route d'Orduña à Murguía, les buttes principales nous apparaîtront comme une série de saillants allongés, situés tous à peu près au même niveau au-dessous du front de la haute cuesta. On devine, et on vérifie facilement sur la carte géologique (1) et sur le terrain, qu'il s'agit de la mise en valeur par l'érosion

(1) La partie la plus intéressante de ce secteur figure dans la carte N.° 86 - Orozco, de l'Instituto Geológico y Minero.

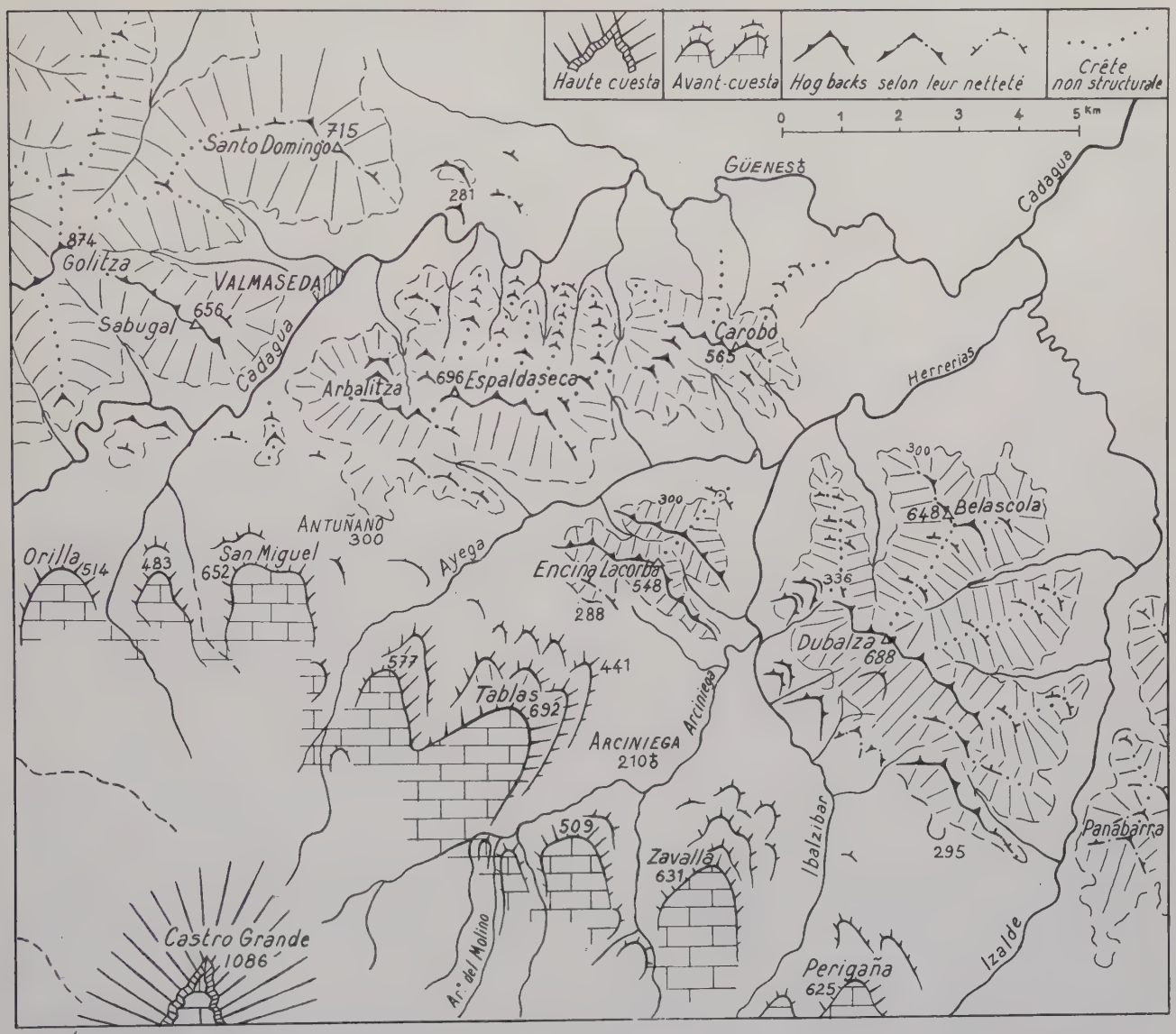


Fig. 36.—CARTE MORPHOLOGIQUE DES DÉTAILS DE L'AVANT-CUESTA ET DES HOGBACKS GRÉSEUX

d'une séquence dure dans la série marno-calcaire monoclinale du Turonien inférieur dont la partie supérieure constitue le talus de la haute cuesta. On constate en même temps que le commandement de l'ensemble inférieur atteint à peine la moitié ou le tiers de celui de l'ensemble supérieur.

Comment définir ces deux ensembles l'un par rapport à l'autre? Lorsqu'on observe ainsi la répétition d'une couche dure et d'une couche tendre, on parle en général de «côte double». L'utilisation de cette expression ne nous paraît pas convenir ici; tout d'abord en raison de l'indiscutable subordination des buttes au pied de l'écrasante forteresse principale, ensuite parce que l'expression «côte double» évoque non seulement une certaine égalité du dispositif structural, mais encore une répétition des mêmes formes, ce qui n'est pas le cas ici. Nous avons vu, en effet, que les buttes sont complètement séparées les unes des autres par des cours

d'eau anaclinaux, tandis que ces mêmes cours d'eau n'ont fait qu'entailler le front principal de reculées, généralement peu profondes. Enfin, le contraste lithologique, qui est l'un des facteurs principaux du relief de cuesta, est beaucoup moins net dans le cas des buttes qui ne comportent pas d'entablement nettement différencié. Le profil de leur front est ainsi continu, tandis que celui de la haute cuesta est caractérisé par la rupture de pente qui sépare l'abrupt subvertical du sommet et les pentes inférieures plus douces.

Pour toutes ces raisons, le terme de côte double ne sera pas retenu. Si l'on tient à conserver le terme de cuesta pour un ensemble dont l'unité est frappante, on peut adopter l'expression «avant-cuesta» ou «buttes d'avant-cuesta», en se fondant sur leur position en avant de la haute cuesta et sur le fait qu'on les rencontre les premières en venant du bas-pays.

Alors, en effet, qu'on devine de loin le front superbe de la haute cuesta,il faut, lorsqu'on veut l'atteindre par l'un quelconque des couloirs creusés par les rivières anaclinales, passer d'abord entre les ouvrages avancés que figurent ces buttes. C'est ainsi qu'avant d'entrer dans le cirque d'Orduña on trouve sur les deux rives du Nervion, le Garate et le Santa Cruz; qu'en venant d'Oquendo par la vallée étroite de l'Izalde on se heurte à l'Unguila et au Perigaña; qu'à Arciniega on est flanqué par le Tablas et le Zavalla, et qu'enfin on pénètre dans le Valle de Mena en passant entre l'Orilla et le Peñalastra.

Vues, cette fois, de la dépression qui s'étend à leur pied, ces buttes sont loin d'être méprisables. En tout autre endroit,on considérerait qu'il s'agit d'un relief de cuesta important puisque leur commandement atteint parfois 400 m. Ainsi, par exemple, les trois buttes de 500 à 700 m qui bordent au Sud la dépression d'Arciniega, située à 200 m d'altitude, font de celle-ci un petit monde à part,isolé de la haute cuesta. Il faut, pour découvrir l'énorme bastion d'Aro, s'élever vers le Sud au flanc de la gorge étroite de l'Arroyo del Molino, jusqu'à ce qu'on atteigne le revers des buttes, à 600 m d'altitude.

Le trait morphologique le plus net de toutes ces buttes est leur simplicité et leur uniformité. Alors que le front de la haute cuesta présentait des aspects vraiment très variés, décrire une butte équivaut, à quelques détails près, à les décrire toutes. Tout d'abord et malgré l'absence d'entablement épais, leurs formes sont généralement bien nettes. Quoique peu épaisse, la séquence du sommet est suffisamment dure pour qu'on ait presque toujours un front au rebord franc et un revers parfois substructural et toujours assez plan sur une distance d'environ un kilomètre. Plus loin,ce revers est attaqué par les vallons des petits cours d'eau affluents des rivières anaclinales. A mesure que celles-ci s'enfonçaient, ces affluents, lorsqu'ils ne rencontraient pas trop de résistance, adoptaient aussi un tracé qui ne tenait pas compte de la structure. L'action successive des cours d'eau ayant attaqué et dépassé le front, puis celle des affluents de ces derniers, opérant en arrière de ce front, donna finalement le dessin en fer de lance de la plupart des buttes vues en plan (Carte fig. 35).

L'uniformité de ces buttes, la régularité de leur altitude, qui se rapproche partout de 600 m, nous avait fait penser, au premier abord, qu'elles provenaient toutes de la mise en valeur de la même séquence dure du Turonien inférieur.L 'observation de certains profils nous a rendu plus circonspect (fig. 36). C'est ainsi que certaines petites passées dures au bas des talus donnent des buttes plus petites et plus nombreuses en avant des grandes. Il est vrai qu'elles sont aussi, à peu près toutes, situées à la même altitude, ce qui confirmerait, au contraire, l'idée d'une continuité de toutes les passées dures. Mais, par contre, le profil du Zavalla, par exemple, révèle des ressauts à des altitudes différentes, preuve évidente de l'existence de faciès durs à des niveaux divers. De même, à l'Est, le Garate présente au moins quatre niveaux différents avec replat. Il faut donc se garder d'extrapoler à la recherche d'une continuité latérale des faciès assez peu probable.

En dehors des variations tout à fait locales que nous venons de signaler et qui font,par exemple,que le profil du Tablas ne ressemble pas tout à fait à celui du Zavalla, éloigné de lui de 4 km seulement, on peut apprécier des variations d'ensemble progressives. Ainsi, vers l'Est, la passée dure principale devient de moins en moins nette et les buttes de Santa Cruz

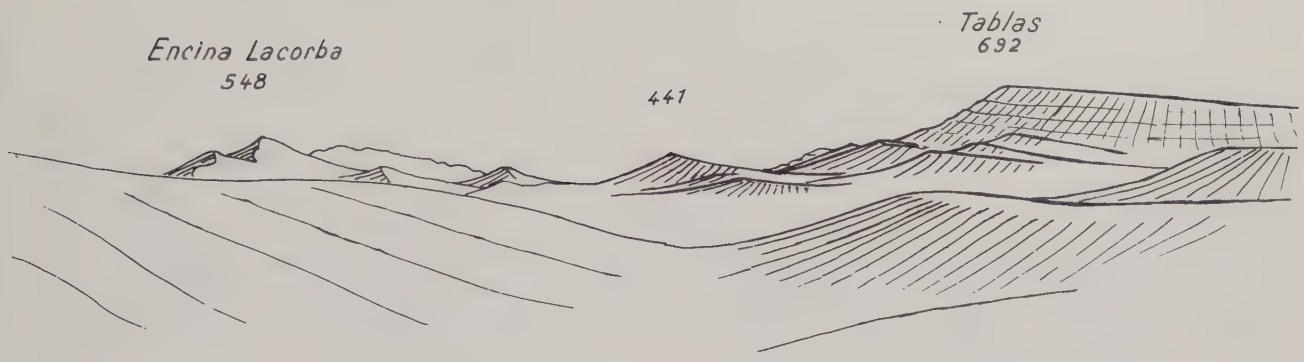


Fig. 36.—L'AVANT-CUESTA, LA DÉPRESSION MONOCLINALE D'ARCINIEGA ET LES PREMIERS HOGBACKS SCHISTO-GRÉSEUX. Vue prise en direction Sud-Est, du col d'Antunano, Km 63-64 de la route d'Arciniega à Valmaseda.

et de Garate, sur les deux rives du Nervion, ont des sommets arrondis. Nous avions d'ailleurs déjà observé dans le Turonien supérieur ce passage latéral à des faciès monotones, ce qui conduit à l'effacement progressif du relief de cuesta vers l'Est (2).

A l'Ouest, au contraire, la passée dure est représentée par un véritable banc qu'on observe sur le front et au flanc des buttes de l'Orilla et du Peñalastra, sur les deux rives du Cadagua. Plus à l'Ouest encore, après la dépression du Valle de Mena, dans laquelle la structure a été complètement bouleversée, on retrouve une barre dure, à Vivanco et au Sud des Monts d'Ordunte. Lorsqu'on l'observe à nouveau, après avoir franchi le seuil de Bercedo, on constate, par contre, qu'elle n'a plus qu'une dureté assez réduite et une épaisseur de quelques mètres seulement. Cela ne l'empêche pas, nous l'avons vu, de jouer un rôle morphologique de détail important en barrant la vallée du rio Cerneja et le grand entonnoir de percée du Trueba. Elle est à l'origine d'une petite cuesta accessoire au pied de laquelle les rivières ont glissé avant de trouver un seuil, ce qui leur donne un tracé en baïonnette (3).

Enfin nous avons vu, en étudiant le sillon d'Espinosa, que la passée dure y disparaît complètement après la percée d'Hornillatorre, en face de laquelle elle se dédouble. Il semble que, de ce côté comme à l'extrême Est, (butte du Garate) ce dédoublement annonce une répartition uniforme des faciès durs et tendres dans le flysh turonien.

II — LE SILLON MONOCLINAL D'ARCINIEGA

Nous avons pu dire antérieurement qu'il n'existe pas de dépression monoclinale véritable au pied du secteur central de la haute cuesta, et ceci en raison de la dissection extrême de la partie inférieure du talus par des cours d'eau anaclinaux entre lesquels ne subsistent plus que des croupes allongées. Il n'en est pas de même au pied de l'avant-cuesta, malgré la prédo-

(2) Ce passage a été signalé avant nous par CIRY R. (1959) dans «Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien...»

(3) Chapitre II.

minance du drainage anaclinal. Entre le front de cette avant-cuesta et les formations dures du complexe supra-urgonien, situées plus au Nord, apparaît, sur deux kilomètres de largeur environ, une bande tendre qui a été bien déblayée par l'érosion différentielle. Dans son état actuel, elle est recoupée orthogonalement par tous les cours d'eau importants: Ayega, Arciniega, Izalde, Izoria, Nervion, à des altitudes très proches de 200 m. Autour de ces points de recoupement ont été dégagées de petites dépressions losangiques au fond assez plat. Elles constituent de véritables petites plaines de montagne bien cultivées et qui contrastent avec les pentes marno-calcaires couvertes de bois clairs ou de broussailles. Les plus étendues sont celles d'Arciniega, de Zuaza, et d'Amurrio. Entre elles les seuils atteignent au maximum 300 m, de telle sorte que l'ensemble a nettement les caractères d'un couloir, bordé au Sud par le chapelet de buttes de 600 m et au Nord par de petits massifs schisto-gréseux un peu plus élevés. De la continuité de ce couloir témoigne l'installation de la seule route de rocade longeant la haute cuesta. Nous l'avons appelé «sillon d'Arciniega», suivant en cela l'exemple de R. Ciry (4) qui a donné au tronçon occidental de dépression creusé dans la même bande de formations tendres, le nom de «sillon d'Espinosa».

La netteté de cette dépression, qui est monoclinale à l'échelle des grands ensembles, n'exclue cependant pas une complication des formes de détail, non seulement en raison de l'alternance, déjà signalée, des cuvettes et des seuils, mais encore en raison d'un grand nombre de petites buttes monoclinales dont on pourrait dire qu'elle est encombrée. D'un commandement inférieur à 100 m, elles proviennent de la mise en valeur de petites passées dures dans un ensemble tendre. La division de ces passées a été encore plus poussée que celle des couches qui ont donné les buttes principales. On a ainsi, au pied de ces dernières, deux ou trois séries de petits festons plus ou moins parallèles. Du seuil d'Antuñano, situé à 300 m d'altitude sur la rocade de Valmaseda à Arciniega, on a, en direction Sud-Est, la plus belle vue en enfilade de cet étonnant paysage de buttes dissymétriques de toutes tailles (fig. 36). La perspective linéaire, combinée à la perspective aérienne que donne le voile atmosphérique propre à ces pays humides, augmente l'impression qu'on a affaire à un décor dans lequel le même motif est répété à l'infini. Au pied du Tablas qui commande l'ensemble de près de 400 m, se profile la butte 441, élément le plus important d'un alignement de cinq petites buttes. Mais la partie inférieure du talus du Tablas comportait déjà deux ressauts dont l'un est très net. Enfin, en avant de la butte 441, deux petites buttes précèdent encore au Nord les hogbacks gréseux de Encina Lacorba (Fig. 36 et carte Fig. 35).

On ne saurait cependant parler de complexité, malgré la multiplicité de ces petits reliefs. Tout s'ordonne essentiellement en fonction du dispositif monoclinal. Tout au plus peut-on considérer comme une nouveauté la répétition des passées dures sur un court intervalle. Le talus marneux de la haute cuesta nous avait, en effet, habitué à une plus grande monotonie. Devons-nous considérer ce secteur comme faisant transition entre celui du flysch turonien et celui du complexe schisto-gréseux aux faciès si variés? Il a été attentivement étudié par R. CIRY et J. MENDIZABAL (5) et considéré par eux comme représentant le sommet du Cenomanien dont la base «passe sans discontinuité à la série schisto-gréseuse attribuée par les auteurs au Crétacé inférieur». En plus de la recherche d'une limite «arbitraire et provisoire» constituée par l'apparition des grandes orbitolines, limite qui n'intéresse pas le morphologue, les auteurs cités se sont occupés de faire une étude des faciès qu'il est bon de rappeler, car elle permet de trouver un lien entre certaines de nos petites buttes. Les plus importantes seraient dues à l'existence de calcaires gréseux à orbitolines situés immédiatement au-dessous du Turonien inférieur marneux. Ces calcaires n'existeraient d'ailleurs que dans le secteur étudié par nous. Ils se présenteraient sous forme lenticulaire, donc non continue. On trouve au-dessous une formation marneuse plus continue à laquelle les auteurs ont donné le nom de «flysch à boules» en raison de la

---

(4) CIRY R. Thèse p. 128.
(5) CIRY R. et MENDIZABAL J. (1949).—Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien...

façon dont les affleurements de calcaires marneux s'y résolvent en fragments arrondis. Ce caractère, bien net sur les affleurements non cultivés, l'est encore plus dans les régions cultivées, en raison du ramassage et de la mise en tas des boules qu'effectuent les paysans pour en débarasser leurs champs. Mais il s'agit lá, pour le morphologue, d'un caractère accessoire. Le caractère principal de cette formation est d'être tendre. Cependant, alors qu'en d'autres points, elle correspond à une dépression, elle est ici protégée par la dalle déjà évoquée et constitue le talus des buttes couronnées par cette dernière. Au surplus, son épaisseur étant au maximum de 80 m, le reste du couloir, au Nord, ne peut être attribué à son existence. Il s'agit pour cette dernière partie du début de ce complexe schisto-gréseux, dit supra-urgonien (P. Rat), dont les séquences les plus élevées sont ici plus tendres, mais où apparaissent déjà les passées gréseuses dures qui, un peu plus au Nord, donneront les grands hogbacks, leit-motiv du paysage dans ces régions.

III — LA BANDE DES HOGBACKS GRÉSEUX

La bande des hogbacks gréseux atteint, en longueur, le même développement que la grande cuesta qu'elle longe de loin. Sa largeur est de 6 à 8 Km. Elle est parfaitement individualisée entre deux séries de dépressions monoclinales alignées en chapelet: au Sud, ce sont celles des sillons d'Arciniega et d'Espinosa, déjà décrits, réunis par la vallée de l'Ordunte; au Nord, après le bel alignement d'Orozco à Zalla, le relais est pris par les «valles» de Carranza et de Soba. Font partie de cette bande à l'Ouest les deux petits massifs du Nevero de Polluelo et du Caballo qui constituent la partie méridionale du Massif du Valnera (fig. 4 et 20). La chaîne rectiligne et massive des Monts d'Ordunte les prolonge à l'Est. A partir de Valmaseda les alignements s'infléchissent en direction Sud-Est, comme le fait la haute cuesta à partir du Castro Grande; ils sont divisés en petits massifs par les cours d'eau anaclinaux qui descendent de la cuesta et divisaient l'avant-cuesta en buttes; mais une hiérarchisation du réseau hydrographique s'est déjà produite et on ne trouve plus que cinq massifs en face d'une douzaine de buttes. Enfin, à l'Est de ce secteur morcelé, la bande schisto-gréseuse a donné les solides contreforts du Massif du Gorbea.

A — LE COMPLEXE GRÉSEUX SUPRA-URGONIEN

L'unité lithologique de cette bande a été remarquée par P. Rat qui, après avoir mis en valeur les traits communs des formations qu'on y observe, a cru pouvoir grouper celles ci sous le nom de «complexe gréseux supra-urgonien». S'agissant d'un géologue qui a le goût des analyses minutieuses et complètes et qui, d'habitude, ne recule pas devant la difficulté, le terme de complexe employé doit retenir l'attention. Il signifie qu'on ne peut vraiment pas définir un ordre constant dans la succession des formations.

De quoi s'agit-il donc? D'un «ensemble puissant de grès, de marnes compactes ou de schistes» (6). Dans cet ensemble «il n'y a pas de masses de grès très épaisses et bien individualisées que l'on puisse suivre sur de longues distances... Au contraire les intercalations gréseuses de quelques mètres de puissance sont nombreuses, elles peuvent latéralement disparaître très vite ou augmenter d'importance» (7). Or, ces grès sont l'élément dur de l'ensemble, le reste étant constitué d'éléments très variés: argiles, marnes plus ou moins schisteuses, schistes plus ou moins fissiles ou compacts.

On conçoit, dans ces conditions, que ce faciès ait pu avoir une double influence sur la genèse des formes. D'une part les bancs gréseux répétés arment l'ensemble des assises dont

---

(6) P. RAT: Thèse p. 319.
(7) P. RAT: Sur la morphologie... p. 11.

les éléments les plus tendres ou les plus fissiles résisteraient mal à l'érosion s'ils n'étaient ainsi soutenus de loin en loin. Ce complexe, dans son ensemble, se comporte donc comme une formation relativement dure et reste en relief par rapport aux formations marneuses ou aux flyschs tendres. Etant ainsi relativement homogène à l'échelle des ensembles il se prête à l'élaboration de formes en partie libérées de l'influence du dispositif structural.

Mais, d'autre part, les mêmes bancs gréseux qui servent d'armature générale sont à l'origine de certaines formes de détail, crêtes ou hogbacks. Selon les secteurs on peut les suivre plus ou moins facilement sur le terrain. S'il arrive, exceptionnellement, qu'une dalle soit dégagée au point que sa face supérieure constitue un versant structural, il est plus courant qu'on les devine plus qu'on ne les voie, les arêtes ou les ruptures de pente qu'elles déterminent étant arrondies ou dissimulées par des dépôts de pente ou la végétation envahissante de ces pays humides.

La répartition anarchique de ces bancs rend aussi toujours problématique la recherche des liaisons latérales. Si, dans chaque massif, on peut souvent suivre *une* crête continue ou un alignement de buttes dont on peut supposer qu'elles proviennent d'un même banc, combien de relais inexplicables, d'apparents décrochements que la structure ne confirme pas!

L'évocation des caractères originaux de ce complexe schisto-gréseux laisse prévoir qu'une description des régions où il est un facteur essentiel des formes du relief ne puisse être très précise. Ces difficultés ont été lourdement ressenties par les topographes qui ont dressé la carte au 1 : 50.000. Le modelé y est très médiocrement rendu. L'absence de ruptures de pentes très nettes, en dehors des grandes crêtes, a incité les dessinateurs à accentuer encore leur tendance habituelle à tout arrondir. Il ne nous ont ainsi donné qu'une sorte de canevas sur lequel il nous a fallu placer nous-même les formes de détail. Aux difficultés que l'on a à appréhender les formes, sont venues s'ajouter ces dernières années celles qui résultent de l'ampleur croissante du reboisement. Mené d'une façon systématique (en particulier dans la province d'Alava, à laquelle appartient à l'Est plus de la moitié du secteur étudié) il a étendu sur les formes du terrain un manteau continu de pins *(pinus insignis)*, parfois de hêtres et de chênes, qui en dissimule tous les détails.

De très nombreuses excursions, à la recherche de points de vue favorables et d'éclairages frisants mettant les moindres reliefs en valeur, ont été nécessaires pour améliorer notre connaisance de ces régions. Sans prétendre en donner une description complète, nous en évoquerons successivement les divers secteurs en mettant l'accent, dans chaque cas, sur les caractères qui, localement, prennent le plus d'importance. Nous commencerons par les Monts d'Ordunte qui constituent une petite unité morphologique nettement délimitée par rapport aux régions qui l'entourent.

B — LES MONTS D'ORDUNTE

On entend par Monts ou Sierra d'Ordunte l'ensemble qui culmine selon une crête continue allant du Kolitza (874 m) au Nord-Ouest de Valmaseda, au Zalama (1335 m) au Nord-Est de Bercedo (8).

De la fermeté de l'ensemble schisto-gréseux témoigne l'existence même de cette petite chaîne de 20 km de long et de plus de 1000 m d'altitude moyenne, solidement campée entre la dépression monoclinale du rio Ordunte, ouverte à moins de 400 m d'altitude, et les cuvettes non moins profondes du Valle de Soba et du Valle de Carranza, creusées, au Nord, dans les marnes tendres du complexe urgonien.

Quant à l'influence des bancs gréseux les plus durs, elle se manifeste soit par la fermeté de la crête principale qui est un grand hogback où une suite de hogbacks, soit par l'exis-

---

(8) La toponymie de ces régions est très flottante en raison de la coexistence de noms basques. Nous donnerons toujours les altitudes des sommets désignés pour en faciliter la recherche sur la carte.

tence de chevrons volumineux adossés au relief principal.

Il est difficile d'avoir une idée exacte de ces formes si l'on ne parcourt pas la crête à pied. L'ensemble de la chaîne est en effet dépourvu de routes carrossables, ses pentes abruptes ne pouvant servir qu'à l'élevage des moutons ou de chevaux à demi-sauvages. Sur le flanc sud dominent d'ailleurs bois et taillis (9).

La route unissant Bercedo à Ramales atteint cependant la crête à l'extrême Ouest, au col de Los Tornos (918 m). Il y a là un belvédère remarquable, au-dessus d'un à pic de 400 m. Nous y reviendrons plus tard pour observer tout le pays calcaire qui s'étend au Nord sur le versant atlantique. Du grand alignement de hogbacks, il ne nous permet cependant de voir qu'une sorte de ramification de la crête principale: la Sierra Mesada. Elle est, il est vrai, très caractéristique (fig. 37). Sa forme trapue confirme la solidité de l'ensemble des formations. On n'y remarque cependant pas de très gros bancs mais une succession de passées dures formées de plusieurs petits bancs, passées séparées entre elles par des intervalles beaucoup plus grands de couches tendres. On a ainsi, sur le front du hogback une série de listels qui, sans déterminer un véritable escalier, donnent un versant rayé très caractéristique. Le revers de ce hogback est ici substructural mais, aucune passée dure ne l'emportant en dureté sur une autre, ce n'est pas partout la même qui a été conservée en surface et on a l'impression d'avoir affaire à un toit mal couvert de grosses loses.

Si, pour compléter ces observations, on parcourt la crête à pied en direction de l'Est, passant du Zalama (1335 m), à l'Ordunte (ou Balgerri) (1104 m), puis au Burgueño (1037 m), et enfin au Portugalejo (908 m), et au Golitza (874 m), on pourra observer des formes du même genre. Bien qu'il ne comporte pas d'à pic de plus de quelques mètres, puisqu'il n'existe pas de dalle épaisse et continue coiffant le tout, l'abrupt du front est très net. La partie supérieure du talus, soutenue par les passées dures, a, en effet, une pente d'environ 30°. La profondeur des dépressions de Soba et de Carranza aidant, on a une impression de haute montagne. Le dessin de la crête est loin d'être rectiligne, bien que la chaîne le soit. Cette crête est, en effet, formée

(9) La présence récente de loups, provenant des montagnes de Santander et qui se sont parfois attaqués aux troupeaux, même en été, donnera une idée de l'isolement de ces régions. En plus des bergers, seuls les parcourent les «montañeros». Rendons hommage ici, en évoquant ces pays, à ces amants de la montagne, si nombreux à Bilbao et dans tout le Pays Basque; qu'ils soient isolés ou groupés en Clubs prestigieux. L'accès de bien des sites a été grandement facilité par leurs reconnaissances, leurs croquis d'itinéraires et parfois même leurs croquis panoramiques. Ceux qu'a dessiné APRAIZ (du Club Alpin de Bilbao) dans une série de guides Sierra de Aralar, Macizo del Gorbea, 1950, Cumbres del País Vasco 1951, Montañas del País Vasco, Travesías 1953, etc...) méritent une mention spéciale par leur qualité. Le dernier des guides cités comporte un chapitre sur le parcours de la crête des Monts d'Ordunte de Bercedo à Valmaseda.

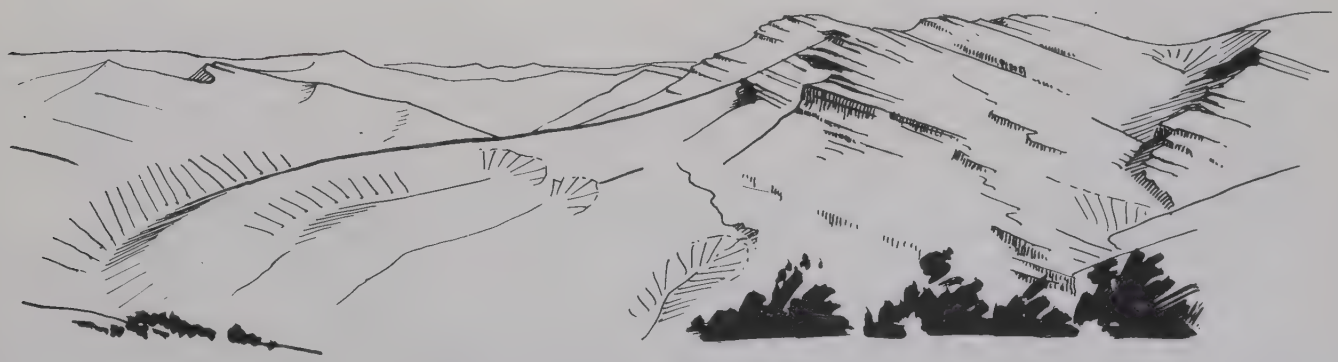


Fig. 37.—LES HOGBACKS DE LA SIERRA MESADA (MONTS D'ORDUNTE) vue prise en direction Est, du Col de los Tornos, Km 31 de la route de Bercedo à Ramales.

dans sa plus grande partie par la réunion des rebords curvilignes d'une série d'échancrures correspondant aux têtes des vallons anaclinaux profonds qui divisent le talus en croupes allongées. Il est difficile de ne pas évoquer, à cette occasion, une genèse par recul facile des têtes des cours d'eau atlantiques dans un matériau tendre à la base et plus ferme au sommet. Cependant, ces morsures, si nettes, ne sont que celles d'une dernière étape de la morphogénèse et il est probable que le dégagement de la totalité des formes en creux, de la même importance que celles des dépressions bordant la cuesta, est dû à une succession de systèmes d'érosion différents. Si l'on se fonde sur les enchaînements observés dans le Valle de Mena, l'incision linéaire finale daterait du Quaternaire froid et humide, tandis que le gros du dégagement aurait été fait avant, au Quaternaire ancien, sous un climat semi-aride à forts contrastes et dominante chaude. Nous n'avons pu trouver, sur le front de ce chaînon monoclinal, des formations corrélatives semblables à celles du talus ancien de la cuesta, mais cela s'explique par le fait que les formations dures de la crête n'ont pas une épaisseur comparable à celle de l'entablement de la cuesta, et surtout qu'elles sont peu sensibles au gel. Nous verrons, plus tard, que nous avons pu, par contre, observer des formes et des formations de type semi-aride au centre de la cuvette de Carranza située au pied de la chaîne.

Les formes du revers révèlent, mieux encore que celles du front, que l'influence de la lithologie est différente selon qu'il s'agit des ensembles ou des formes de détail. C'est ainsi que certaines croupes du complexe schisto-gréseux, surtout à l'Est, ont presque l'air modelées dans des formations homogènes, alors que les cours d'eau cataclinaux qui les séparent, révèlent bien des passées dures, à l'origine de chicanes dans leurs vallées.

Sur la partie méridionale de la chaîne, plusieurs de ces passées ont été mises en valeur sous forme de gros chevrons. Certains de ceux-ci, comme celui qui est situé au-dessous du Burgueño, sont clairement individualisés et les topographes ont attribué une cote et un nom (Pigüezo 675 m) à leur sommet. Mais c'est toute une série du même genre qui s'aligne vers l'Ouest dans les régions désolées du barrage d'Ordunte. Parmi ceux-ci on peut observer les trois beaux chevrons soutenant à la base la pyramide du sommet 1104, dit Ordunte ou Balgerri.

Ces chevrons correspondent à la partie Est des Monts d'Ordunte dans laquelle les pendages sont généralement supérieurs aux pentes des versants. Plus à l'Ouest, les pendages, plus réduits, ont permis la conservation de couches gréseuses dures sur de plus grandes parties du versant qui devient ainsi structural, parfois jusqu'à une altitude élevée (région au Nord de Burceña et de Campillo) ; il n'en reste pas moins buriné par de nombreux torrents cataclinaux.

C — LES CONFINS OCCIDENTAUX

La bande schisto-gréseuse dans laquelle ont été modelés les Monts d'Ordunte se poursuit vers l'Ouest, aux confins de la région que nous étudions. Entre la vallée du rio Cerneja et celle du haut Trueba, les formes observées diffèrent peu de celles de la chaîne que nous venons de décrire. Le contraste augmente cependant entre front nord et versant sud. Au Nord, du col de los Tornos au col de la Sía, on ne peut plus guère parler de hogbacks. Les affluents du rio Gandara ont mordu à tel point dans les marnes urgoniennes, au pied du complexe schisto-gréseux, qu'on peut dire qu'ils ont creusé de véritables «reculées», si, comme nous l'avons fait ailleurs, on donne à ce terme jurassien une valeur plus générale, conforme d'ailleurs à son étymologie. Cependant, bien que des deux cols cités la profonde cuvette du Valle de Soba soit impressionnante, on ne trouve jamais, au sommet de la série schisto-gréseuse, les abrupts propres aux calcaires de l'entablement de la cuesta. Il n'en reste pas moins que, du col de la Sía au confluent de l'Argumal et de l'Argumedo, situé à 4 km à vol d'oiseau, la dénivellation est de 800 m, ce qui donne une pente moyenne supérieure même à celle que l'on observe sur le bord des dépressions diapiriques qui mordent sur la haute cuesta

Les choses changent plus à l'Ouest, où le Castro de Valnera, grâce à une armature urgonienne plus solide que les marnes de Soba, a résisté à l'attaque conjuguée des rivières santanderines Miera et Pas (10). C'est sur ce bâti urgonien solide du Castro que s'appuient au Sud les formations schisto-gréseuses. Elles n'ont donc pas été, comme à l'Ouest, déchaussées par les cours d'eau atlantiques. L'érosion différentielle a pourtant, ici aussi, bien mis en valeur le dispositif monoclinal. Elle a dégagé un grand chaînon en direction Est-Ouest dont les points culminants sont le Carrascosa (1355 m), la Churra (1493 m) et le Nevero del Polluelo (1507 m) (Carte fig. 20). A partir de cette crête, et vers le Sud, le revers se présente comme celui des Monts d'Ordunte, surtout comme sa partie orientale; une séquence dure, épaisse de plusieurs dizaines de mètres lui sert de robuste contrefort; elle a été divisée, en très gros chevrons par les profonds torrents cataclinaux qui ont construit, lors de la phase subaride de la morphogénèse, les cônes de déjection qui encombrent le sillon monoclinal d'Espinosa. Le même dispositif se retrouve sur le flanc méridional du Massif du Caballo. De longues croupes, séparées, elles aussi, par des torrents profonds en pente raide, se terminent par de gros chevrons parfois dédoublés (fig. 16).

D — LES PETITS MASSIFS DU SECTEUR CENTRAL

A la complexité lithologique s'ajoute dans le secteur central un nouveau facteur de diversité: le découpage de la bande schisto-gréseuse, en tronçons de 4 à 6 km seulement de longueur, par les rivières anaclinales descendant de la haute cuesta (Cartes fig. 4 et 35). La largeur de la bande étant aussi de cet ordre de grandeur, ce découpage a donné des massifs de peu d'extension dont les formes ont évolué en grande partie en fonction du niveau de base local constitué par les profondes vallées qui les séparent. Ce n'est, cependant, que là où les séries de bancs gréseux sont particulièrement dures et continues qu'elles déterminent les grandes lignes du relief. Dans les autres cas, les torrents énergiques qui ont incisé les massifs les ont divisés en croupes aux formes d'ensemble assez molles. Les bancs durs ne s'y manifestent sur les versants que par des ruptures de pente peu accusées.

Il s'en faut d'ailleurs que ces petits massifs soient exactement semblables. Tout d'abord les rivières descendant de la haute cuesta n'ont pas tranché partout la bande schisto-gréseuse orthogonalement. Le réseau hydrographique se hiérarchise à mesure qu'on se rapproche du niveau de base général. Huit cours d'eau découpaient l'avant-cuesta, du cirque d'Orduña au Valle de Mena; ils sont réduits à cinq au passage de la bande schisto-gréseuse, puis à deux lorsqu'ils traversent, par des cluses, le grand anticlinal de Biscaye. Tous ces regroupements se sont faits de façons assez diverses; en général, des glissements latéraux se sont produits dans les dépressions monoclinales qui bordent la bande dure. Il en est ainsi pour l'Altube et l'Izalde. Mais le Cadagua s'est frayé un cours en baïonnette au travers des divers alignements gréseux de la bande. D'ailleurs, même les tronçons qui paraissent, dans l'ensemble, anaclinaux, ont souvent profité de facilités lithologiques pour se déplacer peu à peu latéralement. Tout cela aboutit à une assez grande variété des formes d'ensemble des petits massifs. Un trait commun peut cependant être observé dans plusieurs d'entre eux, c'est l'existence de deux alignements parallèles orientés selon la direction des couches, alignements séparés de 3 à 4 km. Au premier abord, ce trait semble en contradiction avec ce que nous avons dit de la disposition anarchique des passées dures dans le complexe schisto-gréseux. A y regarder de plus près, on constate qu'il n'en est rien, car il ne s'agit pas d'une seule passée dure que l'on pourrait suivre de massif en massif, mais d'un secteur dans lequel les passées dures sont plus nombreuses et plus franches que dans d'autres. Dans les trois massifs situés à l'Est du rio de Arciniega cela se traduit par l'existence de deux séries de hogbacks au Nord et au

---

(10) Ces rivières l'encadrent pourtant de reculées plus impressionnantes encore que celles du Valle de Soba. Du Col de las Estacas, la route, pour atteindre un point situé à 400 m en contrebas, mais seulement à 1 km, 5 à vol d'oiseau, doit décrire 7 km de lacets dans la reculée d'un affluent du Pas.

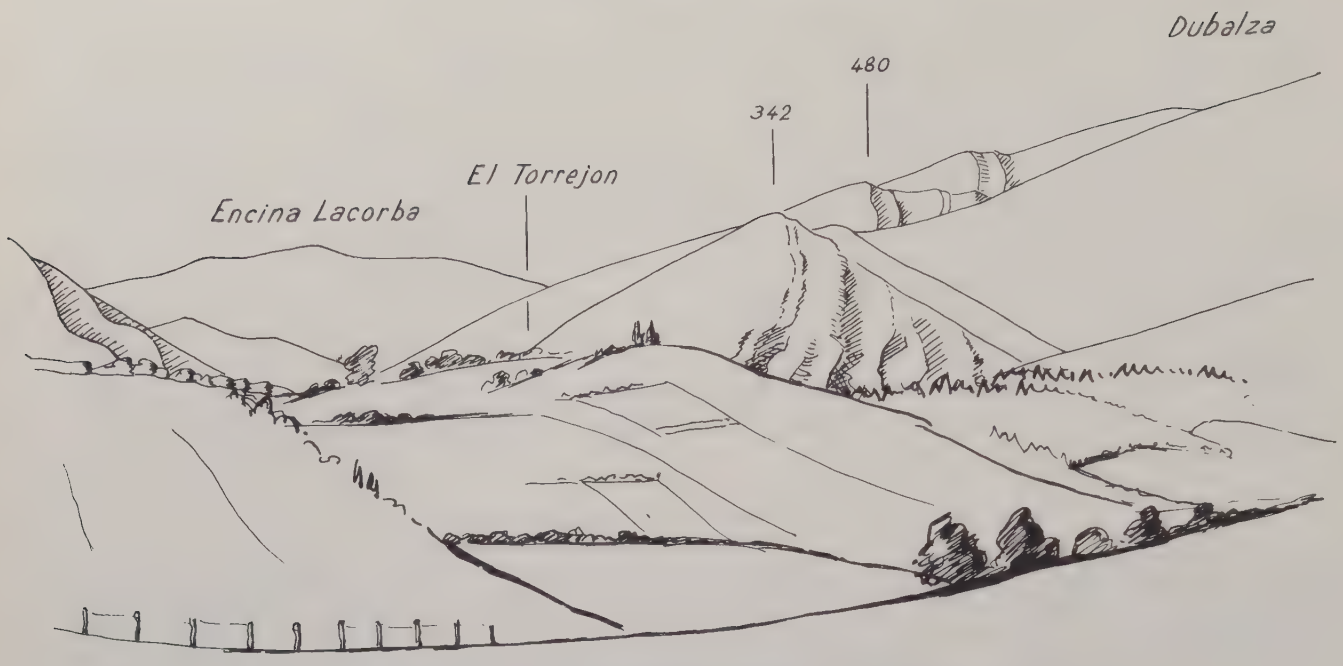


Fig. 38.—LES CHEVRONS DE LA FACE SUD DU DUBALZA vue prise en direction Nord du Km 54 de la route d'Arciniega à Amurrio.

Sud, réunies entre elles par une crête non structurale. En plan, et très grossièrement, cela donne à ces massifs la forme d'un I majuscule (Carte fig. 4). Ainsi, entre les rios Arciniega et Izalde, la petite chaîne aux formes très nettes du Dubalza, au Sud, est doublée, au Nord, par les formes plus confuses du Belascola. Entre l'Izalde et le Nervion on a, au Sud, un alignement de buttes dissymétriques dont la plus nette est la Panabarra et, au Nord, la longue crête moins ferme du Paular. Enfin, entre Nervion et Altube au Sud, l'Escorta et ses contreforts dissymétriques aux formes assez molles sont réunis par la crête du Jesuri aux sommets alignés, encore plus arrondis, du Cucucecuacha et du Santa Marina.

Mais, une fois ces grands traits dégagés, on hésite à aller plus avant. Nous avons exposé les difficultés qu'on éprouve à décrire dans le détail ces petits massifs, soit parce que le reboisement cache presque totalement les formes, soit, simplement, parce que ces formes manquent en bien des endroits de netteté, en raison de la nature du matériau lui-même. Si, en effet, certaines passées dures sont assez épaisses pour donner de vrais hogbacks ou des ressauts importants, dans d'autres secteurs elles sont minces, et, si leur groupement conduit à des ruptures de pente dans les profils, celles-ci sont très adoucies par le feutrage de sols épais que donnent ces formations. Ceci est plus sensible au Nord qu'au Sud et à l'Est qu'à l'Ouest, ce qui doit correspondre à des variations d'ensemble des faciès (11) plus nettement terrigènes vers le Nord et vers l'Est.

C'est donc au Sud qu'on trouve les formes les plus caractéristiques, en particulier dans les chaînons d'Encina Lacorba et de Dubalza (Carte fig. 35). Ces chaînons sont faciles à ob-

(11) Ces constatations confirment d'ailleurs les observations faites par P. Rat sur la répartition des sédiments terrigènes dans ce qu'il appelle le «golfe urgonien basco-cantabrique», répartition dont il donne une interprétation paléogéographique cohérente, «Les apports importants venaient du Sud-Ouest ou du Sud à partir des régions où régnaient les faciès wealdiens» (Thèse p. 296 carte Fig. 41). Les dépôts de faciès wealdien s'étaient eux-mêmes déposés essentiellement dans une «vaste zone détritique qui recevait les apports grossiers du Massif asturien et de la Meseta (Légende de la carte Fig. 5 p. 91). Ces observations concernent il est vrai, l'épisode urgonien, mais l'auteur estime que «le complexe gréseux supra-urgonien reflète le même mode de distribution des sédiments terrigènes que dans les périodes antérieures» (Thèse p. 332).

server de la route d'Amurrio à Valmaseda, avant d'arriver à Arciniega. Celui d'Encina Lacorba paraît constitué d'un hog-back d'une seule pièce dont le revers, presque structural, semble, de loin, formé d'une seule couche dure, bien qu'il s'agisse, à la vérité, d'un empilement de couches assez rapprochées. Les affluents monoclinaux des vallées principales ont cependant déchaussé et démantelé cet ensemble à ses deux extrémités, lui faisant perdre de la hauteur, de sorte qu'il a maintenant un aspect pyramidal assez particulier.

Tout près de là, sur l'autre rive du rio Ibalzibar (12), la chaîne du Dubalza se présente de façon assez différente. On a bien, là-aussi, une crête principale à l'allure de hogback plus ou moins continu, mais, sur son revers, apparaissent de nombreuses buttes dissymétriques plus ou moins placées en contrefort (fig. 38). Vues de loin, elles semblent réparties sans ordre, mais, lorsqu'on les situe sur la carte, on constate que certaines sont assez bien alignées et que les plus méridionales sont placées dans l'exact prolongement du hogback d'Encina-Lacorba. Cela nous montre que, malgré le mode de sédimentation de type anarchique qui a présidé à la constitution de la série schisto-gréseuse, il existe, en certains endroits, une continuité latérale sur d'assez longues distances. Mais, nous constatons, en même temps, que, selon que l'érosion différentielle a pu s'exercer localement avec plus ou moins de facilité, elle a plus ou moins disséqué les passées dures. Le rôle du niveau de base local semble avoir été essentiel. Ainsi, c'est la préence de l'Ibalzibar au pied du Dubalza qui a permis à de petits affluents de diviser en chevrons l'ensemble de séquences dures qui, dans l'échine méridionale d'Encina-Lacorba est resté continu parce qu'il n'a pu être attaqué qu'aux deux extrémités.

Des faits du même genre peuvent être constatés dans le petit massif de l'Espaldaseca-Carobo, au Sud-Est de Valmaseda. On y verra combien la mise en valeur des séries dures du complexe dépend de leur situation par rapport au niveau de base local. On a une excellente vue d'ensemble en enfilade de ce massif du hameau de Avellaneda, sur la route de Valmaseda à Mercadillo et Castro-Urdiales. Bien des aspects de ses formes de détail sont aussi révélés par la grand'route qui suit le cours en baïonnette du Cadagua. Au premier abord, et cette impression est confirmée par la carte topographique, il semble qu'une crête monoclinale continue unisse l'Arbaliza, à'Ouest, au Carobo, à l'Est, crête dont la partie centrale serait l'Espaldaseca (Carte fig. 35). Une étude plus approfondie montre que cette crête en baïonnette est, à la vérité, constituée de plusieurs hog-backs parallèles réunis entre eux par des crêtes non structurales. Trois alignements principaux culminent aux sommets déjà cités. Celui de l'Arbaliza est assez rapproché de celui de l'Espaldaseca, tandis que le relais de ce dernier par le Pico Laguna et le Carobo n'est pris qu'après une longue crête non structurale dont le profil révèle quatre ou cinq ressauts, ressauts de bancs durs différents de ceux qui donnent les hogbacks principaux.

Lorsqu'on y regarde de plus près encore, en particulier en l'observant de la dépression d'Arciniega au Sud, on en arrive à se demander si la totalité de la crête Arbaliza-Espaldaseca-Carobo n'est pas constituée par un relais continu,en coulisse,de petits hogbacks dont aucun n'est formé par le même banc dur. A quoi attribuer ce dispositif qui, d'Ouest en Est, donne la place prééminente successivement à des couches dures toujours plus septentrionales? Il y a là un ordre dont ne peut rendre compte la répartition, dite anarchique, des couches dures. On peut par, contre, l'expliquer assez facilement en adoptant l'interprétation que nous avons proposée à propos des chevrons du Dubalza. A un moment de l'évolution morphologique, probablement à l'époque glaciaire, le Cadagua, pour rejoindre la grande cluse de Sodupe, s'est enfoncé de Valmaseda à Güenes, en direction Nord-Est, selon un tracé en baïonnette. A partir de ce niveau de base local les petits torrents anaclinaux ont tous attaqué les formations schisto-gréseuses avec la même énergie, ce qui explique que leurs têtes se trouvent à peu près toutes à la même distance de la rivière principale, d'où le parallélisme presque parfait entre le cours en baïonnette du Cadagua et la ligne de crête. En somme l'attaque, la mise en valeur, et, au

---

(12) Ou Ibaizabal dans la 1ère édition de la feuille d'Orozco. Signalons que ces variations toponymiques sont fréquentes: Dubalza était Idubaltza dans la même édition, Arciniega était Arceniega. On ne sait s'il faut les attribuer à des corrections, dues aux difficultés de la langue basque, ou à de simples erreurs des cartographes recopiant mal les toponymes des éditions antérieures.

PLANCHE VII

A — L'Ereza et l'entrée de la cluse du Cadagua à Sodupe — Les gros bancs de grés compacts constituent le crêt principal et son énorme contrefort. Les calcaires n'apparaissent ici que sous forme d'esquilles fichées sur le revers — Vue prise par temps de neige, en direction Nord-Ouest, des Km 18-19 de la route de Sodupe à Oquendo.

B — Hogback 281, près de la Herrera — Vue prise en direction Ouest, du Km 26 de la route de Bilbao à Valmaseda.

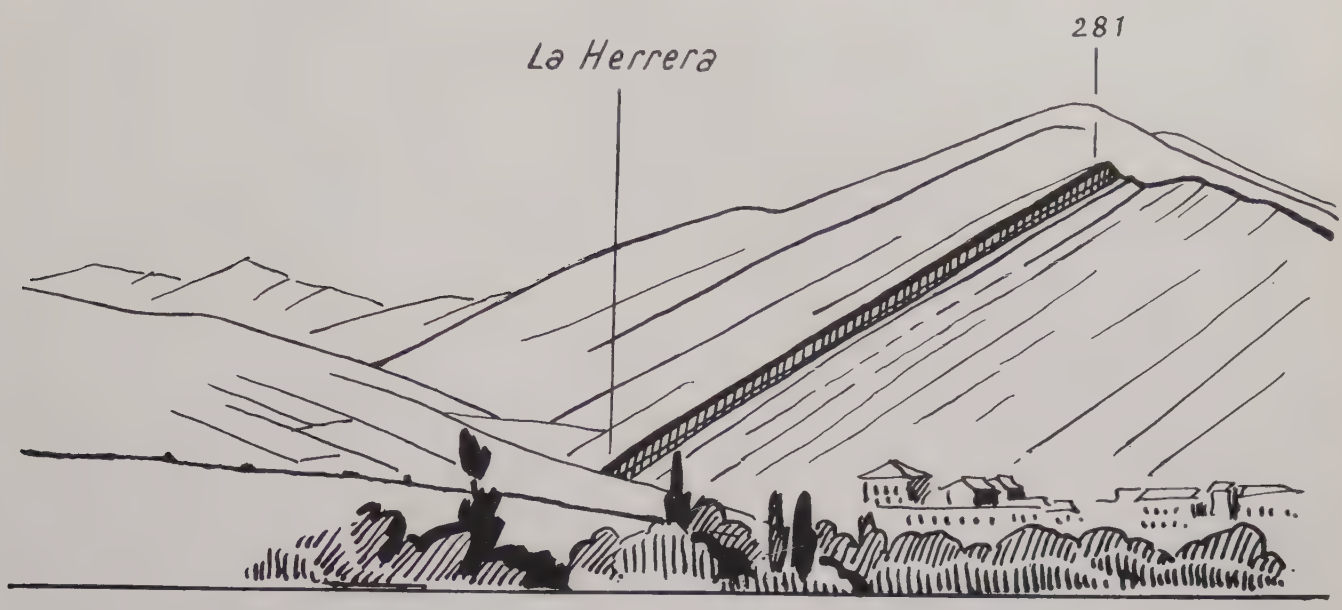


Fig. 39.—HOGBACK 281 PRÈS DE LA HERRERA. Vue prise en direction Ouest, du Km 26 de la route de Bilbao à Valmaseda.

stade final, la destruction locale d'une couche dure dans le complexe, dépend beaucoup plus de sa situation que de sa dureté par rapport à celle des autres couches. De nombreuses formes de détail nous confirment encore ce fait dans la vallée principale du Cadagua. Ainsi, dans le secteur de La Herrera, certains hogbacks ont des formes particulièrement nettes, parce que le cours d'eau, passant juste au pied du revers, a permis le dégagement total des couches tendres situées au-dessus des couches dures (hogback 281 fig. 39 et Pl. VII B).

E — CONCLUSION

C'est à la description d'un modelé structural dans lequel le facteur lithologique est essentiel que nous a conduit l'étude des formes de la bande schisto-gréseuse située au Nord de notre grande cuesta. Si nous avons trouvé des formes d'ensemble assez massives à l'Ouest, dans la partie orientale, par contre, où la disposition du réseau hydrographique est telle que le relief est plus aéré, les passées dures irrégulièrement réparties ont pu être mises en valeur et ont donné un relief assez original de hogbacks composites et de chevrons. Les parties les mieux dégagées de ces formes l'ayant été par érosion linéaire semblent devoir leur relative fraîcheur à une évolution poursuivie énergiquement jusqu'à, et y compris, l'époque glaciaire. Faut-il en conclure que le modelé antérieur a été entièrement oblitéré par ces derniers épisodes de la morphogénèse? Certainement pas, car des restes de ce modelé subsistent en de nombreux endroits. Il est certain qu'il ne peut s'agir de rechercher des traces d'étapes très anciennes. Ce que nous avons dit du dégagement de la cuesta au-dessous des formes très mûres dont son revers seul conserve quelques témoins nous interdit de rechercher si des témoins semblables existent sur les parties hautes de nos massifs schisto-gréseux. De telles recherches seraient à la rigueur concevables en ce qui concerne les Monts d'Ordunte, encore qu'il s'agisse d'un chaînon étroit, mais elles sont sûrement sans objet en ce qui concerne les petits massifs schisto-gréseux dont les sommets sont des crêtes de recoupement. Celles-ci ont dû être ramenées à des altitudes très inférieures à celle de l'ancienne surface de maturité dès l'époque des grands défoncements sous climat subaride. Par contre, des traces de ces dernières étapes existent encore en bien des endroits sous la for-

me d'épaulements situés à quelques dizaines de mètres au-dessus des talwegs. Si on les raccorde par la pensée d'un côté à l'autre des vallées, on constate qu'il s'agit des restes de vastes berceaux, expression d'un modelé aréolaire et donc plus local. C'est dans ces berceaux que les eaux de fonte des neiges ont incisé plus tard des vallées en V ou des auges alluviales. Un des plus beaux exemples de ces emboîtements de formes peut être observé dans la vallée du Cadagua avant que celui-ci ne pénètre dans la dépression de Zalla (fig. 63). Un autre, non moins net, existe à Las Llanas-San-Vicente, légèrement en amont du confluent de l'Ibalzibar et de l'Ayega. Nous n'insisterons cependant pas, ici, sur ces formes emboîtées, sur lesquelles nous reviendrons dans un chapitre consacré aux grandes vallées de la zone médiane de notre domaine.

LIVRE II

LA ZONE MÉDIANE

PAYS DE L'URGONIEN

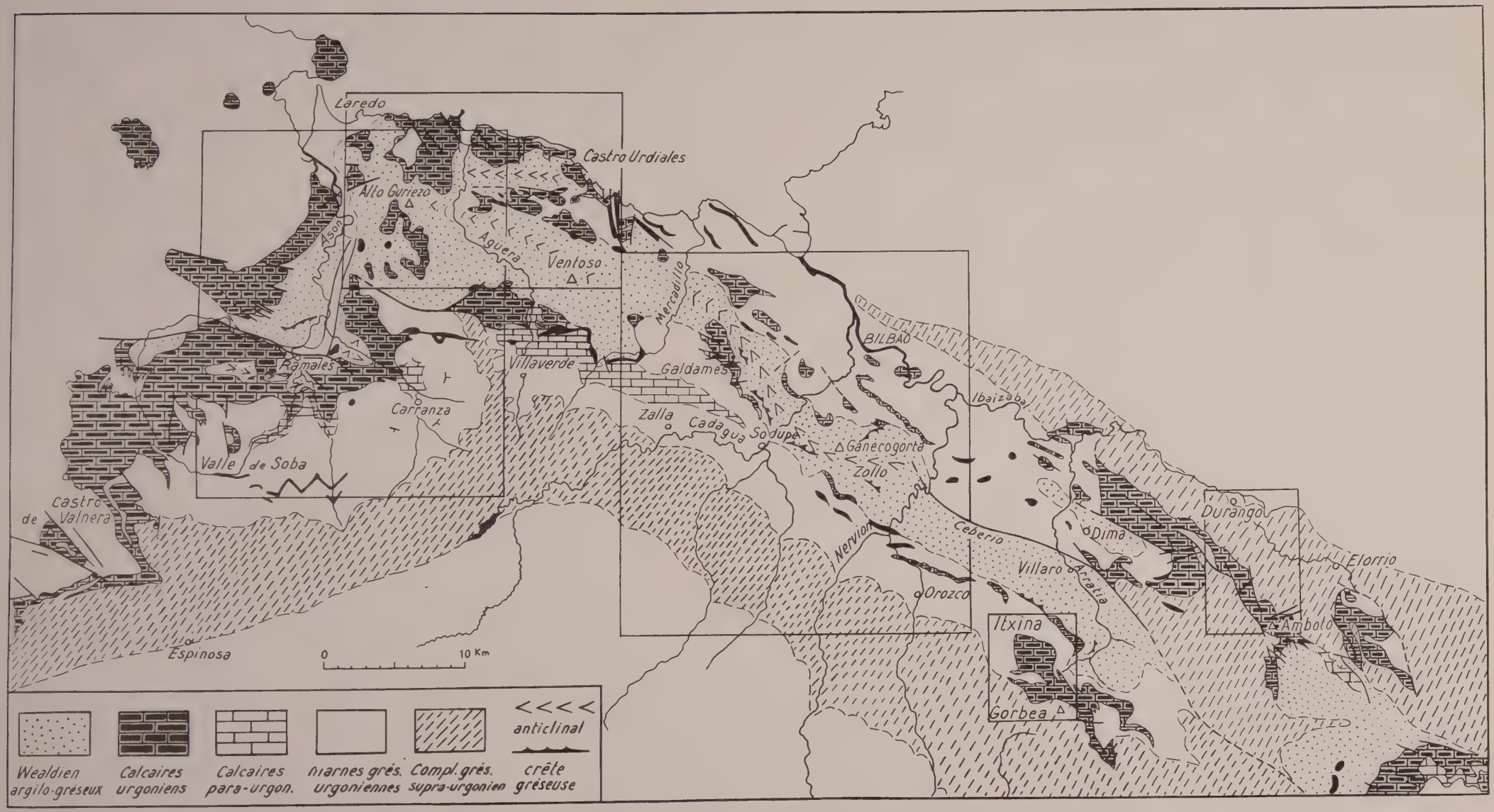


Fig. 40.—LA ZONE MÉDIANE - SITUATION DES CALCAIRES URGONIENS. D'après la Carte géologique de P. Rat.

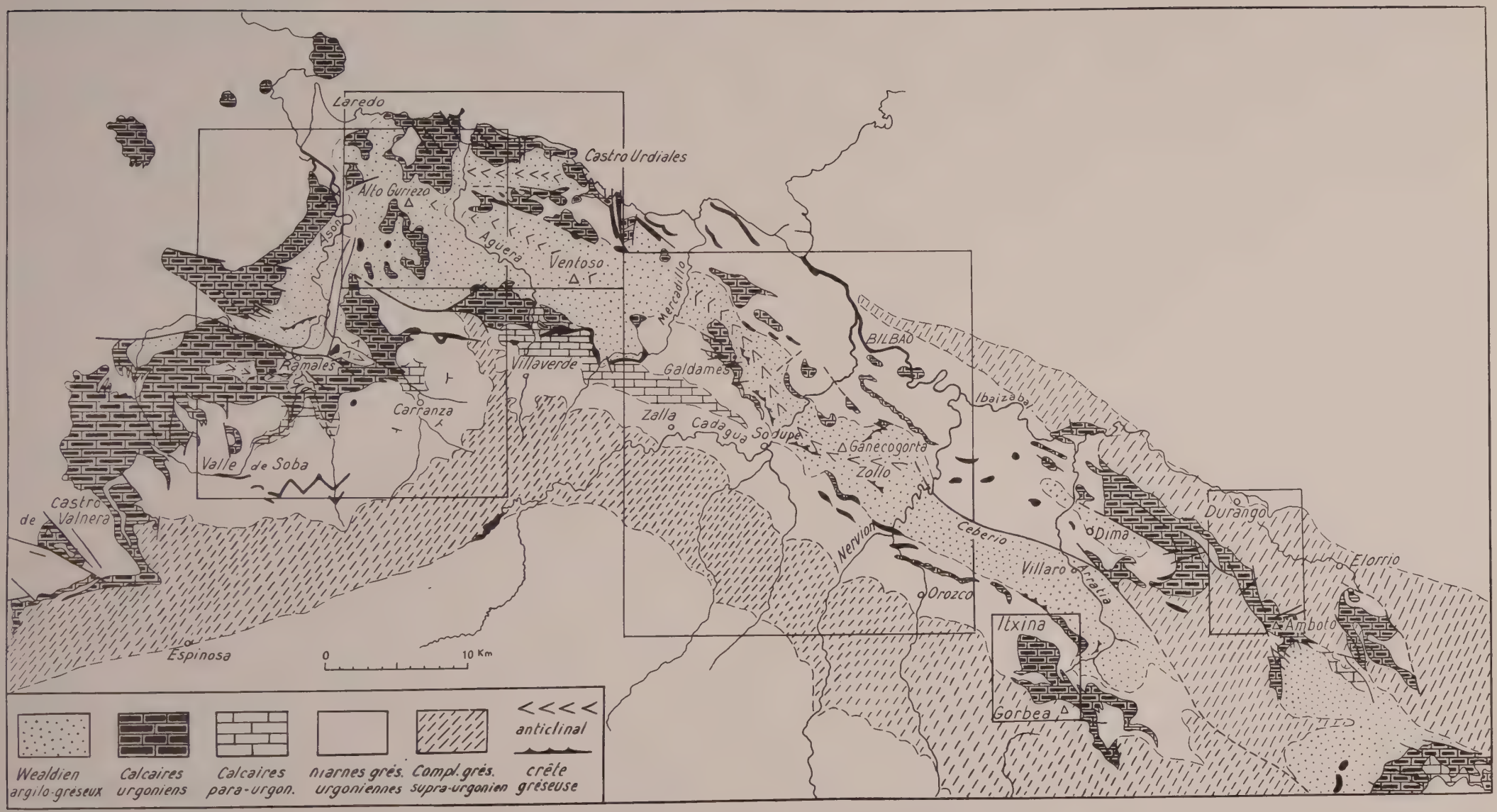


Fig. 40.—LA ZONE MÉDIANE - SITUATION DES CALCAIRES URGONIENS. D'après la Carte géologique de P. Rat.

INTRODUCTION

La recherche de traits remarquables qui puissent nous permettre de subdiviser notre domaine, nous a conduit, comme nous l'avons signalé dans notre introduction générale, à nous rendre compte qu'une vaste bande, adjacente au Sud à notre zone monoclinale, était, avant tout, caractérisée par la présence des calcaires urgoniens. D'Ouest en Est, de Ramales à Durango (fig. 40), leurs masses claires, visibles de loin, parce que souvent non recouvertes par la végétation, tranchent sur le vert habituel du paysage basque, un trait de lithologie devenant ainsi un trait de géographie.

Ces calcaires ne constituent cependant pas, à eux seuls, l'ossature totale de la zone médiane. S'il est vrai qu'à l'Ouest ils envahissent tout, soit en massifs complets, soit en grandes dalles qui paraissent posées sur les versants, et qu'à l'Est la chaîne des petits pics du Duranguesado a fière allure, dans la zone centrale, celle de Bilbao, on ne les trouve guère que sous forme d'îlots ou d'esquilles fichées sur d'autres reliefs structuraux: les grands crêts gréseux. C'est d'ailleurs dans toute la zone axiale que les grès forment une sorte d'épine dorsale, du sommet de l'Alto Guriezo, à l'Ouest, aux crêtes et gradins quasi monoclinaux de la base du Gorbea, réunis par l'échine du Ventoso, et, surtout, par les crêts superbes de l'Ereza (871 m) et du Ganecogorta (998 m) au centre.

Ces grès, parfois en bancs énormes, font partie d'un complexe lithologique dans lequel les oppositions sont grandes. Adan de Yarza (1) avait déjà signalé l'extrême variété de ces séries détritiques: grès siliceux, psamites, schistes ardoisiers ou marnes schisteuses. S'il a simplifié leur représentation dans ses coupes, c'est faute de pouvoir mener à bien des études locales trop compliquées. Ses successeurs se sont trouvés en présence des mêmes difficultés. J. M. Rios, qui emploie pour ces formations le terme de flysch, dit, en ce qui concerne la zone centrale: «les faciès sont monotones et variés à la fois, répétés, mais sans aucun horizon répère auquel on puisse se référer... et le tout se complique de fréquents changements latéraux» (2). P. Rat signale, dans la notice sommaire de sa carte géologique, qu'il a rassemblé, sous le nom général de Wealdien des formations contemporaines, mais de faciès différent: grès, argiles sableuses, schistes argileux... On peut regretter qu'il n'ait pas cru pouvoir reporter ces différents faciès sur cette carte, mais leur répartition est indiquée sur sa carte paléogéographique schématique du bassin wealdien (thèse fig. 5). Les principales crêtes gréseuses sont cependant notées sur la carte générale, mais ne constituent que de premières indications qu'il nous faudra préciser et compléter.

Il convient, pour pouvoir étudier en détail ces grandes formes, ou pour situer les calcaires par rapport à elles, d'avoir une connaissance précise du dispositif structural. Rappelons d'abord que l'existence d'une bande de faciès urgonien de chaque côté de la bande axiale wealdienne nous avait tout de suite fait penser qu'on avait affaire à une voûte anticlinale éventrée. De fait, au Sud de Bilbao, surtout dans les environs de Sodupe (fig. 41 et Pl. VII-A), on peut apercevoir les restes d'une énorme voûte démantelée. La régularité de ses formes, des deux côtés de la cluse du Cadagua, fait penser à un grand pli, de style jurassien. On est cependant quelque peu déçu de constater, en se déplaçant vers l'Ouest, que la voûte devait y être

---

(1) ADAN DE YARZA (1892).—Opus cité.

(2) RIOS J. M. 1948.—Estudio geológico de la zona de criaderos de hierro de Vizcaya y Santander.

Fig. 41.—L'EREZA ET L'ENTRÉE DE LA CLUSE DU CADAGUA A SODUPE. Les gros bancs de grès compacts constituent le crêt principal et son énorme contrefort. Les calcaires n'apparaissent ici que sous forme d'esquilles fichées sur le revers (Vue prise en direction Nord-Ouest, des Km 18-19 de la route de Sodupe à Oquendo).

beaucoup moins bombée et qu'à partir de la cluse du Mercadillo elle se termine périclinalement. Les coupes de P. Rat nous apprennent qu'elle est relayée, en coulisse, par des ondulations, telles que l'anticlinal du Ventoso et celui de Castro-Urdiales, eux-mêmes séparés par des failles compartimentant le secteur. Plus à l'Ouest, les ondulations deviennent encore plus «indécises» (3) tandis que s'affirme la fracturation, si visible dans les grandes masses calcaires et qui affecte, par endroits, le socle lui-même.

A l'Est, le dispositif anticlinal perd aussi vite sa belle régularité. Le Nervion franchi, on chercherait en vain la retombée nord; plus on se rapproche du Gorbea, point culminant de la Biscaye (1475 m), plus le grand anticlinal, réduit à un seul flanc, donne l'impression d'un ensemble monoclinal. La carte et les coupes nous apprennent que ce flanc, qui ne s'est pas courbé, a été séparé par une longue faille, à fort rejet, de tout le pays plissé situé au Nord-Est. L'ensemble se présente comme si la partie sud-ouest de l'énorme couverture crétacée avait été soulevée et déplacée en bloc, sans grand dommage, et avait écrasé une partie moins épaisse contre le prolongement, en profondeur, des massifs anciens pyrénéens. Aussi, trouvons-nous, à la place du flanc nord, une zone morcelée de structure tourmentée, dont les calcaires brisés de la chaîne décharnée du Duranguesado sont l'expression la plus visible. D'ailleurs, l'existence d'un avant-pays plus ou moins bouleversé se remarque même dans la partie centrale du grand anticlinal où la retombée nord est remplacée, au Sud de Bilbao, par un système de petits plis assez confus.

On peut, en résumé, distinguer, dans notre bande médiane, trois parties dans lesquelles les dispositifs structuraux sont très différents: l'une, au centre, de style jurassien, l'autre, à l'Ouest, ondulée et fracturée, selon un dispositif assez lâche, la dernière, à l'Est, caractérisée, au contraire, par un serrage très accusé ayant conduit à une marqueterie compliquée.

En définitive, ce premier examen du complexe structural nous a montré qu'une division de la zone médiane en trois secteurs est aussi indiquée du point de vue de la répartition des calcaires qu'en ce qui concerne les dispositifs. Profitant de ces coïncidences (4) nous étudie-

---

(3) RAT P. (1952).—Relations tectoniques... p. 2.

(4) Il n'y a évidemment pas lieu de rechercher ici des relations de cause à effet. Ce n'est pas à la plus ou moins grande proportion des calcaires qu'est dûe l'existence d'un style tectonique différent, mais au fait que l'orogénèse a été différente à l'Ouest et à l'Est.

rons donc successivement: 1 — Les panneaux brisés et les grandes masses calcaires du secteur occidental; 2 — Le grand anticlinal de Biscaye, ses grands crêts gréseux, ses îlots et ses esquilles calcaires, 3 — La zone tourmentée et morcelée des Peñas calcaires du Duranguesado.

Avant d'en venir à ces études régionales, il convient, cependant, que nous donnions au lecteur une idée précise de ce que sont ces calcaires urgoniens dont, jusqu'à présent, c'est surtout l'aspect extérieur qui nous a frappé (5).

Le complexe urgonien

Les calcaires urgoniens font partie de ce que P. Rat appelle un «complexe» sédimentaire. «Bien qu'ils n'y tiennent pas toujours la place prédominante (ces) calcaires suffisent à donner (à ce complexe) une forte originalité», dit cet auteur (6). On voit que les points de vue du géologue et du géographe coïncident à ce sujet.

L'ensemble du complexe ne saurait pourtant être plus varié, puisqu'il comporte «toute une gamme de roches s'étageant des calcaires purs au grès parfaitement siliceux (7).

Les *calcaires urgoniens* proprement dits sont, le plus souvent, des calcaires massifs. Certains bancs, ou lentilles, présentent cependant, une stratification grossière que l'érosion met en valeur. Ce sont des calcaires durs; «Leur cassure est franche, sub-lithographique ou saccharoïde». Leur couleur n'est pas toujours aussi claire que peut le faire croire une patine extérieure gris clair.

Une patiente étude macroscopique et microscopique, poursuivie par P. Rat en de nombreux points, lui a permis de mieux définir les variétés rencontrées et d'en expliquer la genèse. Il a pu conclure que les calcaires urgoniens, bien que formés, en grosse majorité de restes d'organismes constructeurs, ne sont que pour une faible partie ce qu'on appelle des calcaires construits, c'est à dire des calcaires ayant conservé dans leur disposition originelle les armatures bâties par les organismes constructeurs. Ces calcaires sont, au contraire, pour une grande partie, *microbréchiques*. Ces brèches sont cimentées par de la calcite inorganique, de sorte que «le rôle des organismes semble avoir été de créer des zones de haute concentration en carbonate de calcium, plus que d'édifier d'importantes constructions» (8). En somme, par rapport aux noyaux vivants, les débris d'organismes morts étaient très importants et, en raison de leur fragilité, ils étaient continuellement réduits en fins débris et même en partie dissous par les eaux. Ceci permettait, soit un remplissage des vides entre les rares squelettes restés en place, soit, surtout, une sédimentation dans les environs immédiats; enfin, il s'opérait une cimentation de l'ensemble par cristallisation du carbonate de chaux. On conçoit qu'une sédimentation de ce genre ait pu donner aussi des calcaires stratifiés aux alentours des édifices principaux en cours de construction.

Malgré leur faible importance par rapport à la masse de l'ensemble, les parties construites ont souvent créé un relief au-dessus des sédiments qui se déposaient autour d'elles. Ces sortes d'éminences sous-marines ont été fossilisées sous forme de lentilles. Les restes de celles qui ont été dégagées par l'érosion, sont actuellement bien reconnaissables.

Mais, si les calcaires urgoniens proprement dits se présentent parfois bien dégagés des autres formations, bien souvent, au contraire, ils passent latéralement à des formations très différentes dans lesquelles les éléments détritiques prennent plus ou moins d'importance. Les

---

(5) Cette étude sera inspirée en tous points de celle, magistrale, qui constitue une des parties essentielles de la thèse de P. Rat (pp. 100 à 316).
(6) P. Rat thèse p. 101.
(7) Cette variété explique que les géologues ne soient pas toujours exactement d'accord lorsqu'il s'agit de placer une coupure, plus ou moins arbitraire, entre les formations du Wealdien, de faciès détritique, et un Urgonien dans lequel les éléments terrigènes sont du même genre.
(8) P. RAT.—Thèse p. 130.

édifices construits n'occupant qu'une partie de la zone de sédimentation, des éléments terrigènes de provenance plus lointaine sont venus, parfois, se mélanger aux carbonates. Ainsi, selon les endroits, se sont formés des marnes ou des calcaires plus ou moins colorés, plus ou moins gréseux et plus ou moins durs. P. Rat a consacré une partie de son étude à en définir quelques types (9), mais ce que nous avons dit de leur sédimentation suffit à expliquer qu'ils ne puissent être francs. Cela a entraîné cet auteur à traiter dans un chapitre spécial des passages de faciés (10).

Nous n'avons pas, quant à nous, l'intention de pousser l'analyse lithologique au point de rechercher, pour chaque forme de détail, le changement de faciès qui pourrait être à l'origine de son modelé. Cependant, pour donner une idée des grandes différences pouvant exister entre les éléments du complexe, nous en définirons quelques types ayant une extension notable.

Les calcaires gréseux noirs (11) contiennent de 10 à 30% d'éléments terrigènes. Ils sont compacts, homogènes, résistants, finement grenus et à cassure presque lisse et ne donnent donc pas du tout l'impression d'une formation à éléments détritiques. Cependant, ceux-ci apparaissent, lors de la décalcification, dans un manteau d'altèration comportant des grès friables et des argiles très sableuses. Il en résulte des formes et une végétation rappelant plus les régions siliceuses que les régions calcaires et dont les meilleurs exemples apparaissent dans une série de croupes élevées au Sud-Ouest du grand anticlinal de Biscaye.

Lorsqu'on a déjà pris conscience que d'aussi grandes différences d'aspect et de nature entre les calcaires gréseux noirs et les calcaires urgoniens purs, proviennent seulement de l'apport d'éléments terrigènes dans la zone de sédimentation, on s'étonnera moins que des *marnes gréseuses bleu-noir* aient pu aussi se déposer dans le même bassin, au cours de la même période. P. Rat a appelé ainsi un certain nombre de formations, assez différentes dans le détail, mais qui ont cependant des traits communs. Les faciès types, définis par les anciens auteurs à Bilbao et à Portugalete, existent aussi, à l'Ouest, dans la vallée de Soba et, au Sud, dans celle du Cadagua, à Zalla. Il s'agit de marnes assez compactes, ne donnant pas de pâte plastique sous l'action de l'eau. Leur teneur en éléments terrigènes est importante, elle atteint de 65 à 80%. Fraîchement cassées, elles sont de couleur bleu ardoise. Leur consolidation et leur facilité à se diviser les ont fait parfois appeler schistes dans d'autres régions (Pyrénées), bien que beaucoup d'auteurs réservent ce terme aux roches ayant subi un minimum de métamorphisme. Il est plus exact de dire qu'il s'agit de roches fissiles, car elles se débitent «non en feuillets, mais en blocs de formes variées: blocs conchoïdes tendant à s'écailler comme le bulbe d'une plante, esquilles aigües irrégulières (schistes allumettes), plaquettes grossières parallèles à la stratification et à surfaces bosselées» (12). Des intercalations de bancs gréseux ou calcaires leur donnent, en certains endroits, l'aspect d'un flysch.

Avec des faciès variant légèrement d'un endroit à un autre, ces marnes constituent une grande partie du complexe urgonien; elles occupent une extension supérieure à celle des calcaires, surtout dans la zone centrale. Bien qu'elles soient, dans l'ensemble, assez dures, elles le sont moins que les grès du Wealdien, ou ceux du complexe supra-urgonien qui les encadre, de sorte que l'érosion différentielle a pu y dégager de *vastes couloirs* ou des *cuvettes* qui constituent les parties basses du relief. Ces secteurs de la bande médiane attirent d'abord moins l'attention que les grands reliefs calcaires ou que les grands crêts gréseux, mais nous verrons qu'ils offrent l'intérêt, en tant que zone basse, d'avoir conservé des traces d'étapes de la morphogénèse qui ne subsistent pas sur les parties hautes très disséquées.

---

(9) RAT P.—Thèse - Deuxième partie - Chapitre II.
(10) RAT P.—Thèse Deuxième partie - Chapitre IX.
(11) P. RAT les a appelés «Calcaires de Soba», du nom d'une vallée, située au Sud-Ouest de Ramales, où il les a particulièrement étudiés.
(12) RAT P. Thèse p. 139.

PLANCHE VIII

A — Le massif calcaire d'El Moro, vu de Barcena.

B — L'arroyo de Balalastra vu de l'amont — Vallon au profil en V aigu incisant un glacis (voir le croquis interprétatif de la figure 48).

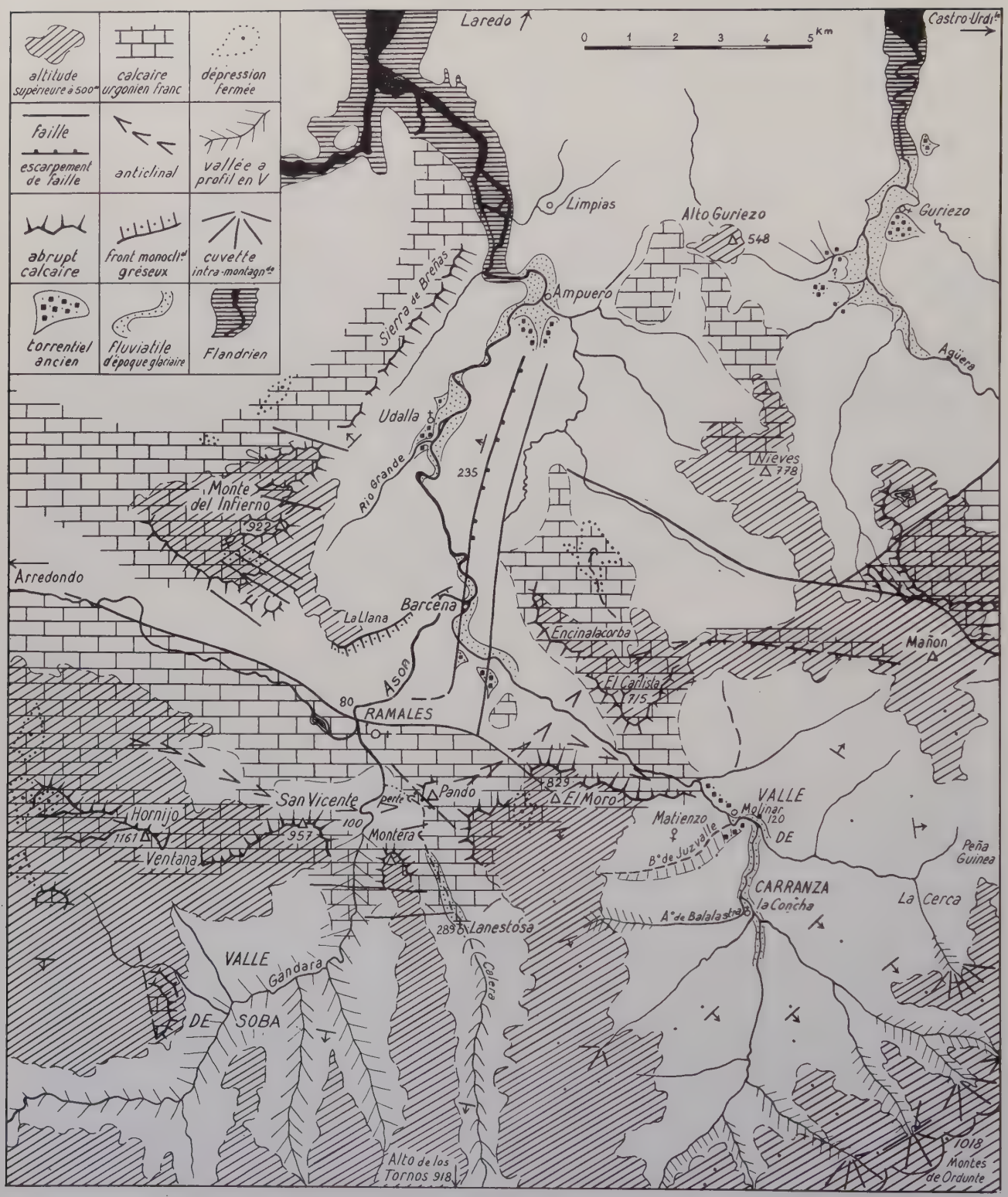


Fig. 42.—CARTE MORPHOLOGIQUE DU SECTEUR OCCIDENTAL DE LA ZONE MEDIANE.
Vallée de l'Ason - Amphithéâtre de Ramales - Cuvette de Carranza.

CHAPITRE VI

LES PANNEAUX ET LES GRANDES MASSES CALCAIRES DU SECTEUR OCCIDENTAL

Le tour d'horizon rapide qui nous a permis de nous faire une idée de la répartition des calcaires urgoniens dans la zone médiane, et des principaux accidents structuraux qui ont affecté les formations dans lesquelles ils sont inclus, nous incite à étudier, en premier lieu, la partie occidentale de cette bande. C'est, en effet, dans ce secteur que les calcaires occupent la plus grande extension. C'est aussi celui dans lequel ils ont été le moins dérangés postérieurement à leur formation. Ils sont, en effet, inclus dans la couverture du Massif hercynien asturien, couverture qui n'a été que peu plissée. «Aucun sens privilégié de poussée n'y apparaît» (1). Les accidents qu'on y observe sont, le plus souvent, des fractures ou de simples ondulations. Certaines failles, d'origine profonde, ont, il est vrai, des rejets très importants. Elles n'ont, cependant, donné lieu qu'à un compartimentage et à des basculements des grands ensembles calcaires; aussi peut-on encore se faire assez facilement une idée du dispositif originel (Carte fig. 40).

C'est, habituellement, par la grand'route du littoral qui unit Bilbao à Santander qu'on aborde ce secteur. Après avoir parcouru la zone morcelée de Castro-Urdiales, dont la structure complexe ne peut être pleinement saisie au premier examen rapide du terrain, on est surpris de constater qu'il en est tout autrement à l'Ouest où le flanc nord du Cerredo est pratiquement constitué par la surface structurale de gros bancs calcaires (fig 50). Ce dispositif se confirme lorsqu'on atteint la ria d'Oriñon, encadrée par deux empilements de bancs puissants et bien stratifiés, en position monoclinale, plongeant dans la mer. L'étude des calcaires urgoniens ne semble donc pas poser ici de problèmes particuliers et celle de la morphogénèse devrait en être bien simplifiée. Il est vrai que cette dernière semble devoir beaucoup à la dissolution karstique. Il n'est pour s'en convaincre, que de poursuivre sa route vers l'Ouest. Si, de la ria, on grimpe sur la partie sud des bancs du Candina, on découvre un paysage karstique très complet avec dolines, grandes dépressions fermées, pitons résiduels de forme régulière, etc... Enfin, tout à fait à l'Ouest, le magnifique poljé de Liendo et ses buttes résiduelles achèvent de convaincre l'observateur de la suprématie des formes karstiques dans ce secteur.

Il n'en reste pas moins que des traits majeurs tels que l'ouverture de la ria d'Oriñon, et même, simplement, le dégagement d'ensemble des calcaires par rapport aux séries schisto-gréseuses, révèlent d'autres phases de l'évolution morphogénétique à l'étude desquelles il nous faudra nous attacher.

Ce problème des masses calcaires dégagées par rapport aux roches encaissantes se présente partout; mais c'est surtout en remontant jusqu'à Ramales, par la vallée de l'Ason, qu'il se posera dans toute son ampleur. Il est vrai que dans la vallée elle-même, creusée profondément dans le Wealdien, on n'aperçoit d'abord que des croupes ou des buttes monoclinales schisto-gréseuses. Le calcaire n'apparaît généralement que sur les hauteurs, parfois, seulement, tel un feston discontinu au sommet des versants. Tout change, cependant, lorsqu'on dispose d'un recul suffisant pour juger de sa véritable place dans l'ensemble. C'est déjà le cas à Barcena au débouché de la vallée de Carranza dans celle de l'Ason (fig. 43 et Pl. VIII-A). En contemplant le bel ensemble d'El Moro (829 m) qui semble barrer, vers l'amont, une vallée pourtant très largement ouverte en aval, on réalise tout d'un coup combien les masses calcaires sont enracinées.

---

(1) RAT P.—Thèse p. 398.

Fig. 43.—LE MASSIF D'EL MORO VU DE BARCENA.

On aura la même impression en progressant vers Ramales; les masses calcaires de La Montera (723 m) et du San Vicente (957 m) surgissent à l'horizon à l'extrémité d'une véritable chaîne calcaire, prolongée vers l'Ouest par la Sierra d'El Hornijo. C'est une impressionnante barrière qu'on peut cependant franchir facilement en pénétrant dans les profondes entailles des gorges du Gandara ou de la Calera. On constatera au passage qu'une partie des masses calcaires est, ici aussi, stratifiée. Mais cette stratification n'a pas la belle régularité observée dans les deux grands ensembles tabulaires qui encadrent la ria d'Oriñon; ici les couches se resserrent vers le Sud et l'ensemble se termine en sifflet. Ce sera pour nous l'occasion de faire d'intéressantes comparaisons entre les diverses façons dont se présentent les formations urgoniennes, et, en même temps, d'apprécier les incidences de ces différences sur la morphogénèse.

Cette terminaison rapide des calcaires vers le Sud nous permettra, en particulier, de ne pas nous étonner de trouver, en arrière de la barrière qu'ils forment, de profondes dépressions creusées dans des formations plus tendres. Nous les situerons plus facilement en les observant de l'amont, du col de Los Tornos, remarquable belvédère où l'étude des Mont d'Ordunte nous avait déjà conduit par le Sud. Pour l'atteindre il nous aura fallu franchir une série de gradins intermédiaires qui révèlent un dispositif monoclinal. Nous ne saurions nous en étonner puisque nous serons ainsi revenu dans la zone décrite dans notre premier livre, celle des hog-backs schisto-gréseux qui précèdent la haute cuesta.

Cette promenade rapide dans le secteur occidental nous aura montré qu'autour de Ramales les calcaires urgoniens occupent, sans conteste, la place prééminente qui nous semble être la leur, quoique parfois à un moindre degré, dans toute la zone médiane de notre domaine. Ils se trouvent ici partout en position culminante, bien dégagés au-dessus des formations schisto-gréseuses ou marno-gréseuses au milieu desquelles ils étaient originellement placés. C'est pour cette raison que nous commencerons l'étude de la zone occi-

dentale par celle de ce secteur de Ramales. Nous tâcherons d'abord d'y définir clairement les rapports des calcaires et des roches encaissantes et leur rôle respectif dans la morphogénèse.

Nous serons plus tard amené à étudier aussi l'évolution si particulière des calcaires, due à leur sensibilité à la dissolution et au gel. Nous nous réservons cependant d'y insister plus longuement à propos des pays du littoral, de Laredo à Castro Urdiales, que nous nous proposons d'étudier ensuite. Nous avons vu qu'ils ont un caractère assez particulier, en raison du fait que les calcaires y sont souvent bien stratifiés et disposés en grands panneaux monoclinaux. L'évolution karstique devrait, de ce fait, y être plus facile à reconstituer, puisque les formes originelles sont plus simples que celles des environs de Ramales. Mais, de plus, non seulement ce secteur est d'un accès facile, ce qui en permet une étude plus minutieuse que celle du karst perché au sommet des grands massifs, mais il est d'une telle variété que c'est presque un musée du karst.

I — LE BASSIN DE RAMALES ET SON AMPHITHÉÂTRE DE CALCAIRES URGONIENS

A — UNE GRANDE BLESSURE STRUCTURALE ET SON EXPLOITATION: LE FOND DE LA DÉPRESSION

Si les travaux des géologues ne nous avaient pas mis en garde contre cette interprétation trop simple, nous n'aurions pas cherché à expliquer les formes du bassin de Ramales autrement que par l'éventrement d'une voûte ou d'un dôme plus ou moins parfait, avec mise en valeur par l'érosion différentielle des parties calcaires conservées, relativement plus dures et plus homogènes que les séries schisto-gréseuses du wealdien. Dans les reliefs élevés qui entourent la dépression, on observe, en effet, partout,de faibles pendages dirigés vers l'extérieur. Ainsi dans la barrière en arc de cercle qui s'étend de l'Hornijo au Moro (Fig. 42), les pendages en direction sud ne dépassent pas 15° et sont même presque horizontaux au centre, dans le San Vicente. A l'Est, ceux d'Encinalacorba sont du même ordre et en direction Nord-Est. A l'Ouest ceux de l'espèce de front de cuesta des Monts de l'Infierno oscillent autour des mêmes valeurs en direction Nord-Ouest. Tout concourt à faire adopter l'hypothèse d'un dôme ou d'une ondulation simple. Cependant l'étude détaillée du dispositif structural menée à bien *dans la dépression* par P. Rat (2) et par J. M. Rios (3) a montré qui si l'évidement s'est bien fait, en partie, comme celui d'un bray ou d'une boutonnière, il existait, au départ, un dispositif structural bien plus compliqué qu'un simple bombement.

L'étude géologique révèle,en effet, d'abord, une blessure très profonde, ayant affecté la couverture, et probablement aussi le socle hercynien, selon deux failles orthogonales aux bords très nets, à peu près en direction Nord-Sud et Est-Ouest. Dans le quadrant Nord-Ouest,il y a eu soulèvement «en coin» (fig. 44), la dénivellation à la pointe atteignant à peu près 700 m. D'autre part, dans la faille Nord-Sud a,«jailli» une lame de marno-calcaires du jurassique accompagnée de Trias.

Nous avons dit que cet accident violent aurait pu passer inaperçu, car il ne semble pas avoir eu une influence directe sur la genèse des formes actuelles situées à la périphérie de la dépression. Cela se conçoit facilement, puisque la blessure en était éloignée, en général, de plusieurs kilomètres et que la cassure a été franche. Le soulèvement en bloc du coin Nord-Ouest a seulement accentué les pendages dans cette direction. Il n'empêche que l'existence de l'accident a dû rendre plus facile le déblaiement d'ensemble de la dépression centrale, en préparant à l'érosion des matériaux brisés. D'autre part, certains traits de détail semblent aussi devoir être attribués à l'exploitation directe de la blessure. Bien qu'on ne puisse dater l'accident de façon précise, ni savoir combien de temps et avec quelle rapidité les failles ont joué, il semble, en particulier, que la faille Est-Ouest ait, depuis longtemps, orienté l'écoulement, préparant le cours actuel de l'Ason entre Arredondo et Ramales. Il est même probable que, si le cours d'eau

---

(2) RAT P.—Thèse p. 282.
(3) RIOS J. M. (1954).—Bosquejo geológico de parte del pais vasco cantabrico. Pirineos N.° 31-32 et Travaux préparatoires d'établissement de la carte géologique de Valmaseda. Comunication personnelle.

Fig. 44.—LE COIN SOULEVÉ DU MONT DE L'INFIERNO d'après P. Rat. Les hachures verticales donnent une idée du rejet.

longe si régulièrement la faille au Sud, c'est qu'il s'est installé à une époque où un véritable *escarpement de faille* constituait un obstacle à son écoulement vers le niveau de base général situé au Nord.

A partir de Ramales, au contraire, la rivière actuelle n'exploite nullement la faille Nord-Sud. Sauf à Barcena, elle n'atteint même pas son emplacement et reste à plus d'un kilomètre à l'Ouest. Elle semble avoir profité des facilités rencontrées dans les terrains les plus tendres. Les choses se présentent d'ailleurs différemment en amont ou en aval de Barcena. En amont l'extrémité du coin tectonique n'est pas atteinte et le jurassique extrusif reste en partie en relief à l'Est de la rivière. On peut penser qu'à mesure que le coin soulevé était attaqué par la pointe, le cours d'eau glissait vers l'Ouest dans une zone tendre du Wealdien. En aval, il semble qu'ait été conservé un témoin d'un tracé antérieur à celui de la vallée actuelle. Il existe, en effet, parrallélement à celle-ci, de Barcena à Ampuero, un couloir rectiligne, par lequel passe la route directe qui évite ainsi les multiples détours de la vallée actuelle aux nombreux méandres. Ce couloir est situé, lui, sur l'affleurement de la lame jurassique marno calcaire, plus tendre en cet endroit que les formations encaissantes. Celles-ci constituent le bord est du coin soulevé et ont donné la butte monoclinale allongée, culminant à 235 m, qui sépare le couloir de la vallée actuelle. L'hypothèse d'une vallée abandonnée est confirmée par l'existence de volumineux dépôts alluviaux, de type torrentiel, situés à sa sortie nord et qui semblent être les restes d'un très gros cône ancien. Ces dépôts, dont la partie inférieure est bien visible vers le km 80, à 1 km au Sud d'Ampuero et à une altitude de 10 à 20 m, s'élèvent sur le versant de la rive droite jusqu'au niveau du cimetière et sur celui de la rive gauche jusqu'à une altitude d'environ 50 m. Ils sont constitués de blocs de grès dur aux angles arrondis, dont le calibre très variable peut atteindre plusieurs décimètres, et de galets de calibre plus réduit. La matrice argilo-sableuse qui les en-

veloppe est souvent d'une belle couleur fauve. L'ensemble de la formation porte des traces très nettes d'un ravinement postérieur, en direction de la cuvette d'Ampuero, ravinement ayant atteint la roche en place. Enfin, le fond des ravins a été lui-même colmaté par solifluction provenant des versants. Tout porte donc à croire qu'on a affaire à des dépôts fort anciens retouchés plusieurs fois postérieurement. Leur position élevée par rapport à la terrasse alluviale principale de l'Ason, terrasse dont nous reparlerons et qui, à Ampuero, est presque à l'altitude zéro, situe leur dépôt antérieurement à l'époque des écoulements abondants du Quaternaire froid. Leur hétérométrie et l'ensemble des faciès de la formation rappellent d'assez près le gros cône torrentiel ancien du Trueba à son arrivée dans le sillon monoclinal d'Espinosa. Nous aurions donc là un autre témoin de l'épisode morphoclimatique de type semi-aride dont nous avons supposé l'existence au Quaternaire ancien dans le secteur d'Espinosa de los Monteros (4).

L'étude de l'influence que le grand accident, dit «coin soulevé de Ramales», a pu avoir sur la morphogénèse, nous a conduit dans les profondeurs des vallées. Nous y avons trouvé un paysage bien différent de celui que présentent les grandes masses calcaires des sommets. Il suffit pour achever de s'en convaincre, abandonnant la vallée morte, de remonter d'Ampuero vers le Sud par la vallée actuelle de l'Ason. On y circule en plein pays schisto-gréseux, entre des buttes monoclinales. Du pied de leur versant raide, dont la pente a encore été accrue, vers le bas, lors du dernier enfoncement de la rivière, on aperçoit rarement leur sommet assez arrondi. La vue ne peut s'étendre au loin que lorsqu'on rencontre des affluents de la rive gauche, tous en position monoclinale, et dont certains, tel le Rio Grande, ont dégagé de profondes vallées. On notera en passant qu'à son arrivée dans la vallée principale, le Rio Grande a édifié, antérieurement à la construction de la terrasse principale, un gros cône torrentiel bourré de pavés gréseux. Sur ce cône, et à l'aide de ces matériaux durs, ont été bâties les maisons du gros village d'Udalla. Il en est de même à d'autres confluents et en particulier à Barcena de Udalla.

La rivière principale, elle, ne suit que sur un court trajet chacun des alignements monoclinaux. Elle les traverse successivement à angle droit. Tout se passe comme si, en aval de Ramales, les eaux, sollicitées en direction Nord-Ouest selon la pente générale de l'ancien bloc soulevé, s'étaient écoulées dans cette direction, puis, bientôt arrêtées par une des couches dures qui s'alignent en direction orthogonale, en avaient léché le pied jusqu'au point où, trouvant une zone moins dure, elles la traversaient pour atteindre un nouveau couloir monoclinal (fig. 42).

B — LES GRANDES MASSES CALCAIRES DE L'AMPHITHÉÂTRE

Il est vraiment difficile, dans les vallées, de prendre conscience du rapport des croupes schisto-gréseuses et des masses calcaires; il y faut du recul. Nous conseillons de choisir, dans ce but, le point de vue qu'on a, en direction Sud, du km 7 de la route de Limpias à Laredo par Señas (fig. 45). On y apercevra, au premier plan à l'Ouest, la Sierra de Breñas, sorte de cuesta au couronnement calcaire discontinu. Le pied en est assez bien dégagé par les vallées monoclinales déjà signalées (fig. 42). Lui faisant suite au Sud le profil déchiqueté des Monts de l'Infierno révèle un massif karstique méritant bien son nom (l'enfer). Il est comme perché sur un haut palier, La Llana (la plate), sorte d'avant-cuesta au bord émoussé dû à la mise en valeur d'une puissante série de grès. Lorsque nous remonterons la vallée de l'Ason, nous trouverons ces grès très bas, au niveau du confluent du rio de Carranza et de l'Ason, et nous les verrons s'élever très rapidement en direction Sud-Ouest. C'est cette élévation rapide qui donne l'idée la plus exacte de l'ampleur du soulèvement du coin de Ramales.

Plus loin encore, nous pourrons, de notre point de vue, apprécier le développement de la véritable barrière calcaire située immédiatement au Sud de Ramales. C'est, en fait, une chaîne

---

(4) Chapitre II.

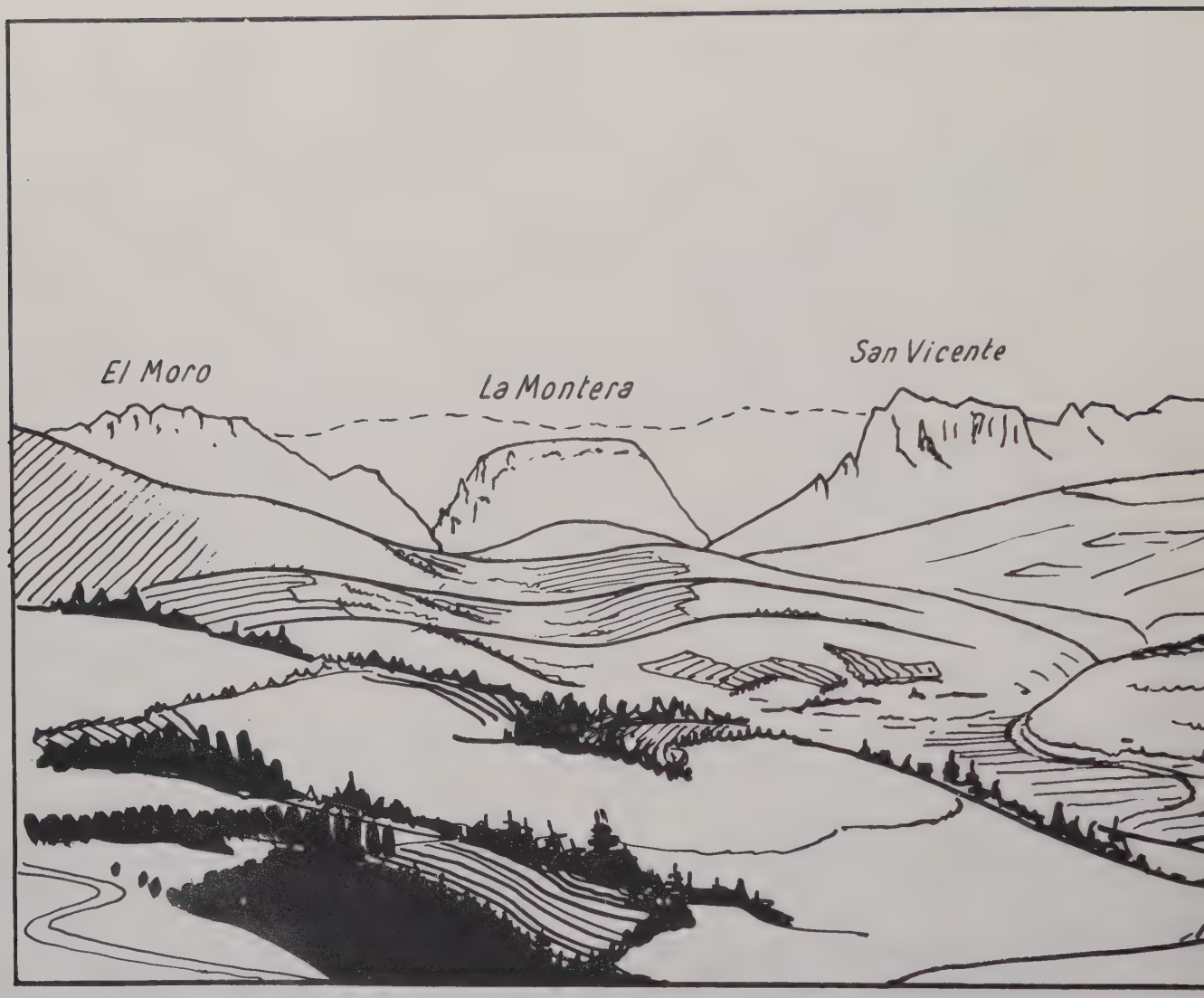
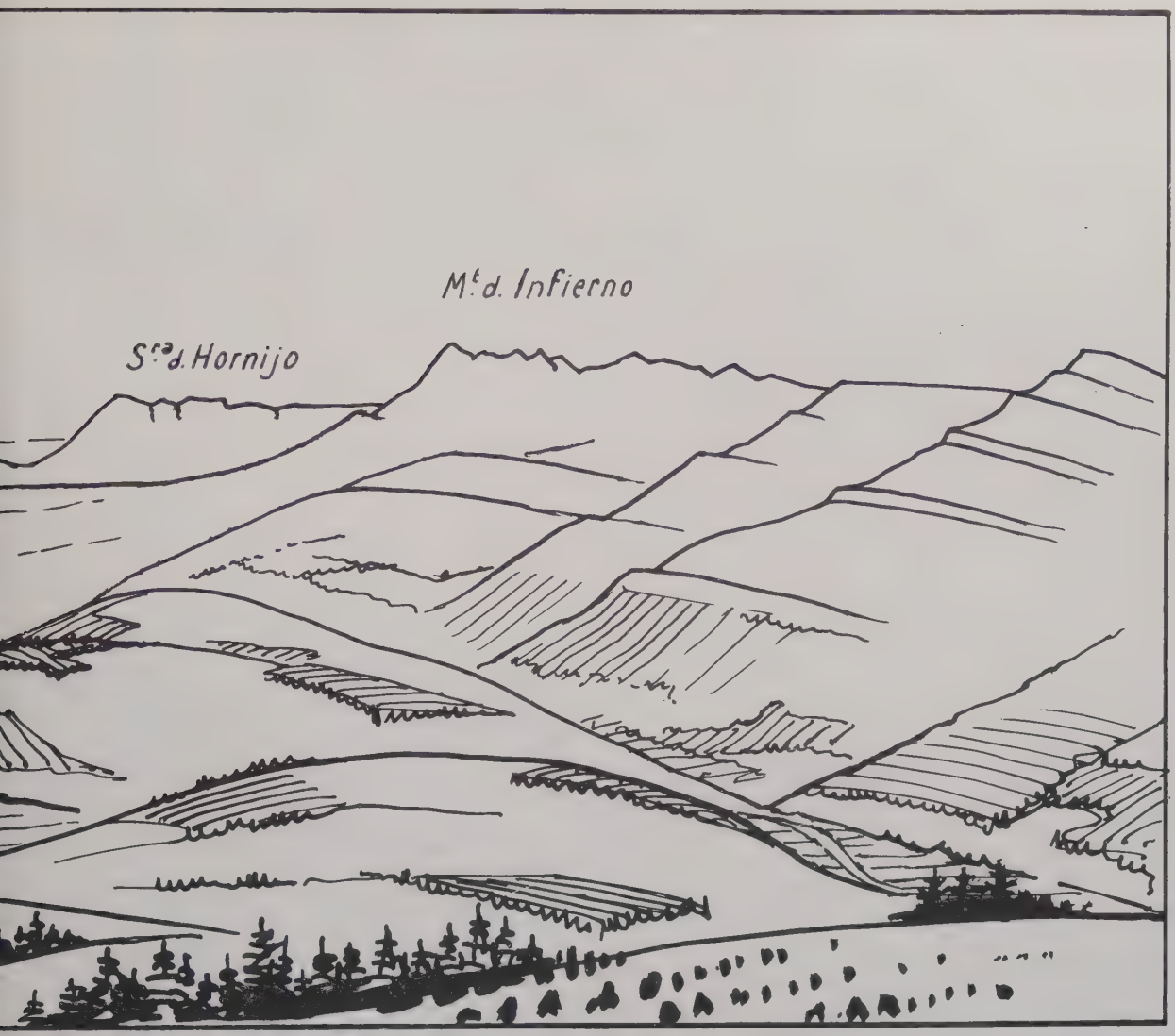


Fig. 45—PANORAMA DE LA VALLÉE DE L'ASON ET DE LA BARRIÈRE DE RAMALES vu du Km 7 de la route de Laredo à Limpias.

de 15 km de long, jalonnée d'Est en Ouest par El Moro (829 m), La Montera (723 m), le San Vicente (957 m) et l'Hornijo (1.161 m). Plus qu'à une succession de pics, on a l'impression d'avoir affaire à une crête interrompue seulement par la trouée du río Gandara et par le col, perché à 700 m, qui sépare la Sierra de San Vicente de la Sierra de Hornijo (5). Il existe cependant une autre trouée, celle de la Calera, que nous cache, à l'Est, la masse du Pando (481 m). Vue ainsi cette chaîne-barrière de Ramales semble fort aiguë, autant qu'on en puisse juger par les profils que laissent deviner les trouées.

(5) Ce col est appelé Ventana, c'est à dire fenêtre, ce qui définit bien sa position par rapport aux gorges qui sont des portes.



1 — Difficulté de l'interprétation — Part à faire aux divers facteurs de la morphogénèse:

La recherche d'un autre observatoire, permettant de compléter notre première analyse des formes, nous conduira, cette fois, au Sud, au col de Los Tornos. La vue peut s'y étendre très loin en demi cercle, et on a alors l'impression, surtout du côté ouest, que la barrière de Ramales est, en fait, une grande cuesta dont on observe le revers. C'est particulièrement net à l'extrême Ouest où, plus loin que la Sierra de l'Hornijo, on aperçoit de gros bancs calcaires bien stratifiés en position monoclinale (6). Mais, en ce qui concerne la Sierra elle-même, il semble qu'on ait plutôt affaire à un hogback. Le calcaire nu n'apparaissant qu'au sommet du versant, on peut croire, en effet, que les couches sont redressées. Cette impression subsiste pour la Sierra de San Vicente, à l'extrémité de laquelle les couches semblent même redressées à la verticale. Ces impressions sont cependant fausses, comme on peut s'en rendre parfaitement compte en

(6) On devine derrière eux l'étonnante reculée de l'Ason profonde de plus de 1.000 m.

observant la belle coupe de la chaîne que détermine la trouée du rio Gandara (fig. 46). On y constate que la stratification est, au contraire, presque horizontale. Elle est, il est vrai, peu marquée et l'homogénéité de l'ensemble doit rester grande, car, sur le versant sud du San Vicente, qui tranche pourtant ces couches selon un angle d'environ 30°, on ne constate aucun ressaut pouvant être dû à un changement de faciès ou à la mise en valeur d'un joint de stratification. Tout se passe à peu près comme si on avait affaire à un calcaire massif.

A quoi, dans ces conditions, attribuer l'impression que nous avions, de loin, d'avoir affaire à des bancs verticaux. En y regardant de plus près, on s'aperçoit qu'il s'agit de pyramides, de pitons, ou de tourelles, parfois alignés et séparés par des cheminées. S'agissant de calcaires, on pense tout de suite à des formes résiduelles après dissolution, mais l'existence de nombreux éboulis au pied des versants, surtout dans la gorge, incite à ne pas oublier la cryoclastie. Nous aurons l'occasion d'insister plus loin sur la part relative de ces deux processus dans l'évolution morphogénétique; ces premières constatations montrent déjà leur importance. Elle est confirmée dans la Peña Montera située à l'Est dans le prolongement du San Vicente. Si, de loin, et vue du Nord, celle-ci a la forme assez massive de la coiffure trapézoïdale des toréadors espagnols dont on lui a donné le nom (7), de près, elle a l'aspect ruiniforme des calcaires attaqués par les processus évoqués ci-dessus. C'est particulièrement net lorsqu'on l'observe dans la gorge de la Calera. On a même l'impression de se trouver en présence de calcaires dolomitiques, tant ils sont décharnés.

Si, dans les cas précédents, les processus de destruction auxquels les calcaires sont particulièrement sensibles sont arrivés, non seulement à dissimuler le dispositif structural, mais même à faire croire à l'existence d'un autre, cela n'est pas le cas partout. C'est ainsi que la stratification, devinée seulement dans la coupe que la gorge de la Gandara donne du San Vicente, est,au contraire, bien visible sur l'autre rive, au Sud et en arrière de la masse principale de la Montera. On y constate une curieuse disposition des couches calcaires qui diminuent progressivement d'épaisseur, l'ensemble se resserrant en coin en l'espace d'un kilomètre. On constate, en même temps, un passage latéral à des formations plus marneuses. Ces deux faits suffisent à expliquer l'abaissement et l'effilement de la croupe au Sud de la Montera, l'érosion différentielle ayant eu plus facilement raison des marnes que des calcaires.

On voit qu'en définitive les formes,dans tout le chaînon de Ramales,résultent, d'une part, du dégagement des masses calcaires par les processus ordinaires de l'érosion différentielle, de l'autre de leur attaque par les processus les plus actifs vis à vis du calcaire: dissolution et gel. Il convient donc,d'abord,de se faire une idée des formes originelles de ces masses et de leur nature.

Or, il se trouve que c'est dans ce secteur que P. Rat a pu, dans une tentative d'explication de leur genèse, définir le mieux les formations urgoniennes et leurs rapports.

2 — La genèse de la barrière urgonienne originelle

Nous avons évoqué l'ensemble de ces problèmes de genèse dans l'introduction de ce livre II. Dans le cas présent, P. Rat pense que «sur une ride anticlinale, amorcée au début de l'Aptien et ayant porté le fond sous-marin assez près de la surface des eaux, une série de lentilles se sont élevées» (8). Dans leur partie centrale elles ont été construites, en place, par les organismes vivants, mais de nombreuses parties de l'édifice étaient détruites et leurs débris s'accumulaient, soit dans les interstices, soit tout autour, en contre-bas. A ces éléments détritiques calcaires venaient s'ajouter, au Sud, des éléments terrigènes venant du continent.

Ainsi s'expliquerait l'existence des faciès variés qu'on observe dans toute la barrière de Ramales. La partie la plus franchement calcaire et la plus massive, celle qui constitue la crête,

---

(7) La deuxième édition de la feuille de Valmaseda porte «Mortera» ce qui, à notre avis, est une erreur de copiste.
(8) P. RAT.—Thèse p. 272.

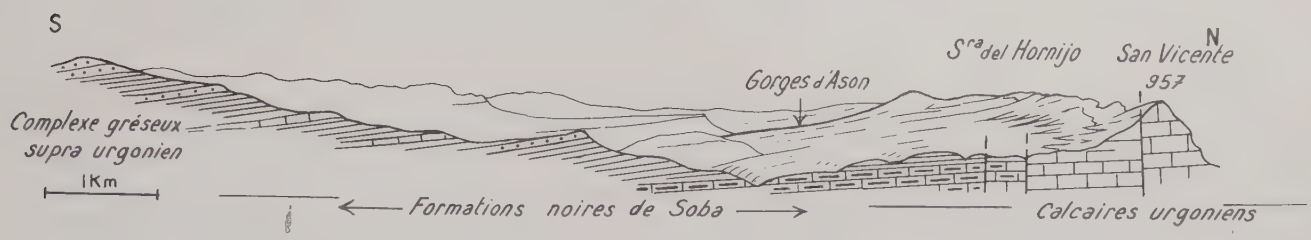


Fig. 46.—COUPE ET VUE PERSPECTIVE A L'OUEST DE LA TROUÉE DU GANDARA, d'après P. Rat.

correspond à la partie centrale des lentilles. Vers le Sud, les calcaires deviennent de plus en plus stratifiés car ils sont exclusivement détritiques. En même temps, ils deviennent de moins en moins purs en raison des apports terrigènes. Ils sont ainsi plus ou moins marneux ou gréseux, et de couleur sombre, ce qui a conduit P. Rat à parler des «formations noires de Soba». Enfin, l'apport des matériaux non calcaires ayant été plus ou moins grand selon les époques, il y a intrication des formations les unes dans les autres.

3 — La part des formes originelles dans les formes actuelles

Les constatations antérieures facilitent beaucoup la compréhension des formes actuelles de la barrière. Elles permettent d'abord de supposer que ses formes d'ensemble proviennent, de l'enlèvement plus facile des couches les plus tendres. On doit cependant se garder de croire qu'il s'agit de l'exhumation pure et simple des parties dures d'une espèce de récif-barrière, tel qu'il a été édifié à l'origine. L'état de décharnement des calcaires au sommet de la chaîne, dans les gorges et sur la face abrupte au Nord nous a assez montré qu'il n'en est rien. Il est donc bien évident que nous ne nous trouvons plus en présence que d'une partie des lentilles, même si la masse conservée nous en impose encore par son volume.

C'est non seulement la partie supérieure de ces lentilles qui, à mesure qu'elle était dégagée par des processus d'érosion différentielle, a pu être attaquée par d'autres processus, le gel en particulier, mais aussi une partie latérale, plus importante encore. Celle-ci a pu être enlevée à la suite de l'exploitation du grand accident du coin soulevé, mais aussi des fractures provoquées par un pli anticlinal doux, de direction moyenne Est-Ouest,situé entre le côté sud du coin soulevé et l'abrupt nord actuel du chaînon; c'est l'anticlinal du San Vicente, partie de «la ride anticlinale de San Roque de Riomiera à Carranza, élément tectonique fondamental de la couverture asturienne» (9). Les lentilles calcaires y ont été ployées avant d'être attaquées par les divers processus érosifs. La série de boutonnières qui laissent apparaître le Wealdien, ou même le jurassique, au sommet de cette ride, montre que la surélévation a été suffisante pour qu'on puisse parler d'un démantèlement complet des parties hautes. Les masses calcaires alignées du chaînon de Ramales sont donc seulement les restes du flanc sud de cet anticlinal. Ceci confirme qu'on est loin d'une simple exhumation de la partie calcaire de la barrière urgonienne originelle. On est loin aussi de l'hypothèse d'un dôme simple que suggérait une étude rapide, limitée aux grandes masses de l'amphithéâtre. Cependant, au Sud de Ramales, la complexité n'est qu'apparente, car l'influence de la structure semble y avoir été à peu près limitée à l'exploitation de la ride anticlinale, l'existence du coin soulevé ayant seulement facilité le dégagement de la partie centrale de la dépression. A l'Est, par contre, les deux déformations ont dû se combiner, la ride ayant buté sur le coin soulevé. Ce serait la raison pour laquelle il aurait existé un fort bombement ayant surélevé et brisé les couches à l'emplacement actuel de la partie inférieure de la vallée du rio de Carranza, avant le confluent de celui-ci et de l'Ason. L'élargissement de la vallée en ce point serait dû au dégagement en boutonnière de cet ancien dôme. L'existence du

(9) RAT P.—Thèse p. 388.

jurassique au centre le confirme. La disposition des couches calcaires des deux côtés de la vallée incite à penser qu'elles ne formaient qu'un tout dont les massifs du Moro et du Carlista sont les restes.

L'étude du secteur situé au Nord, au pied de l'amphithèâtre calcaire, conduit donc à attribuer au dispositif structural plus d'importance dans la morphogénèse qu'il ne paraissait en avoir au premier abord. Il n'empêche qu'au Sud de la barrière le modelé est resté plus directement lié au simple dégagement des masses dures. L'évolution a dû y être, de ce fait, moins rapide, puisque les formations n'y avaient pas subi d'effort tectonique important. D'autre part l'enlèvement des matériaux provenant de leur destruction ne pouvait s'effectuer que peu à peu, par les couloirs ouverts avec difficulté dans la barrière. C'est la raison pour laquelle, comme nous avons pu le constater en l'observant du Col de Los Tornos, la partie ouest du versant sud de la Sierra d'Hornijo est presque structurale, seules les marnes gréseuses, situées au-dessus des calcaires, ayant été enlevées. Le dégagement de la partie est a été plus poussé. Il a dû s'effectuer, durant un certain temps, à la fois par le seuil de la Ventana (700 m environ) et par la trouée actuellement utilisée par le Gandara, mais qui devait être alors beaucoup moins profonde. D'une étape postérieure doit dater le palier qui subsiste encore, plus ou moins retouché, entre 450 et 550 m sur le flanc sud du San Vicente (fig. 47). Plus tard encore l'érosion linéaire a prédominé et un réseau hydrographique hiérarchisé s'est inscrit partout en contrebas des formes précédentes. Le contraste est particulièrement net juste en amont de la trouée, car, le Gandara drainant en amont un bassin assez étendu, sa puissance en ce point lui a permis de s'enfoncer de plus de 300 m, tandis que ses affluents, à caractère beaucoup plus local, ont dû scier péniblement des gorges de raccordement, laissant au-dessus d'eux des replats haut perchés.

Il semble donc que l'on retrouve en arrière de la barrière de Ramales les traces de deux systèmes d'érosion assez différents. Le premier, de type aréolaire, aurait permis le dégagement d'une sorte de cuvette dans les roches les plus tendres. Grâce au second cette cuvette aurait été profondement incisée.

Fig. 47.—TROUÉE DU GANDARA ENTRE LE SAN VICENTE ET LA MONTERA, vue du Sud près de Fresnedo.

4 — L'évolution morphologique en arrière de la barrière — Les restes d'un modelé de type semi-aride: La cuvette de Carranza

L'existence de deux types de formes emboîtées peut être constatée en bien d'autres points de ce secteur occidental. Mais, le plus souvent, on n'observe pas de véritables cuvettes. Dans les vallées où un barrage aval n'existait pas, ou du moins là où il n'était pas assez solide, certains tronçons sont simplement plus larges et on y observe des restes de berceau, ou de simples épaulements assez haut placés sur les versants. C'est le cas, par exemple, dans la vallée de Lanestosa.

Par contre, on ne peut manquer d'être frappé par la forme du Valle de Carranza, cuvette presque parfaite dont le centre est à peu près situé à La Concha. Tous les cours d'eau et toutes les croupes d'interfluve de la moitié sud convergent exactement en ce point, et si ceux de la moitié nord se dirigent vers le défilé situé au Nord-Ouest, ils participent aussi, pour la partie supérieure de leur cours, au dispositif «en étoile» du reste du réseau. Ces traits évoquent un modelé établi surtout en fonction d'un niveau de base local situé au centre de la cuvette. Les «déviations» vers le Nord-Ouest correspondraient à une reprise postérieure en direction de l'exutoire situé de ce côte. (Carte fig. 42).

De telles formes n'existent habituellement que dans les régions semi-endoréiques prédésertiques. Elles sont, en général, dégagées dans une zone de roches tendres plus ou moins entourée de roches plus dures. L'absence de chenal d'écoulement, ou son développement réduit à l'origine, posent le problème des processus d'évidement. On est conduit à admettre l'existence d'une étape de la morphogénèse avec écoulements torrentiels spasmodiques et, peut-être même, enlèvement d'une partie des matériaux par le vent. Les roches susceptibles de se diviser très finement sont, en principe, favorables à l'élaboration de ce genre de cuvettes. C'est le cas des granites et des grès tendres qui se désagrègent en sables, et aussi des schistes fins dont l'altération donne des argiles sableuses, à condition que l'humidité soit suffisante. Or l'eau n'est pas absente en climat semi-aride, et, si les processus éoliens ont à être invoqués pour l'entraînement au loin d'une partie des matériaux, l'action périodique des eaux courantes reste très importante pour la mobilisation et le transport de ces mêmes matériaux sur les côtés de la cuvette. Mais il s'agit d'un écoulement non concentré, car les possibilités sont à peu près les mêmes sur toutes les parties du versant; la végétation y est, en effet, absente ou réduite à des touffes dispersées et un manteau de débris a été partout préparé par les processus météoriques. Il en résulte un écoulement en petits chenaux anastomosés avec sapement latéral.

La région du Valle de Carranza se prêtait assez bien à l'action des processus que nous venons de définir en raison de la nature et de la répartition des roches qu'on y trouve. Elles ne sont, cependant, ni homogènes ni toutes tendres. Il s'agit d'un ensemble assez complexe qui passe progressivement, du Nord au Sud, des formations marno-gréseuses décrites plus à l'Ouest par P. Rat, sous le nom de formations noires de Soba, aux formations schisto-gréseuses groupées par le même auteur sous le nom de «complexe gréseux supra-urgonien». Leur trait commun est de se désagréger assez facilement, car l'élément dominant est la marne gréseuse, souvent feuilletée, qui se divise en minces plaquettes, se résolvant vite elles-mêmes en argiles sableuses. L'augmentation des passées dures vers le Sud rendait cette dernière zone plus solide. Elle est restée en relief, constituant les monts d'Ordunte qui forment le bord Sud-Est de la cuvette. Par suite d'une disposition périclinale des couches vers l'Est, ce bord dur se continue aussi dans cette direction. Enfin la cuvette a été solidement ceinturée, de l'Ouest au Nord par les masses calcaires, alignées en arc de cercle, du Moro et du Carlista (Carte fig. 42).

En plus de ses formes générales et de son réseau hydrographique en étoile, la cuvette de Carranza a conservé des formes de versant qui confirment l'existence d'un modelé sub-aride ancien. Ainsi, certains replats sur les interfluves paraissent hérités d'un système de glacis non entièrement détruits par les cours d'eau qui les ont disséqués à un stade postérieur. On peut s'en rendre compte en de nombreux endroits, mais nulle part mieux que du km 61 de la route de La Concha à Lanestosa, d'où l'on voit, en enfilade, la partie amont de la vallée de l'Arroyo de Balalastra. Le contraste entre la vallée en V aigu et le glacis en pente douce qu'elle incise est frappant (fig. 48 et Pl. VIII-B). Il est possible, cependant, qu'une partie du glacis soit d'origine structurale ou substructurale (replat déterminé par une couche tendre entre deux couches plus dures). Il n'en reste pas moins que les systèmes d'érosion qui ont modelé les deux types de formes semblent foncièrement différents.

Les parties aval des interfluves donnent encore mieux l'impression d'avoir été aplanies sans que transparaisse la structure. De plus, elles sont feutrées d'épaisses formations superficielles. On peut en observer facilement au Nord de La Concha où elles ont été mises en évidence lors de l'aménagement récent de la route de Matienzo. Bien qu'elles soient épaisses, par endroits, de plusieurs mètres, l'ensemble de ces formations ne doit représenter qu'une partie bien réduite des matériaux enlevés lors du creusement de la cuvette. On ne peut donc affirmer qu'elles soient corrélatives du modelé en glacis des interfluves, mais tout au plus d'une phase finale ayant précédé d'assez peu l'incision linéaire plus récente. Il s'agit de dépôts de type torrentiel ayant ennoyé tous les bas de versant. Leur origine locale ne fait aucun doute. C'est ainsi que les grès colorés qu'on trouve dans ceux de la route de Matienzo peuvent être observés en place à moins d'un kilomètre, en amont, dans la vallée du Juzvalle. En remontant celle-ci, on passe du dépôt inférieur, constitué d'assez petits morceaux (maximum 10 cm), relativement bien roulés et noyés dans une abondante matrice parsemée de débris plus fins, à de gros blocs perchés sur le versant, à peine émoussés, mais très oxydés en surface. Plus haut encore, on atteint la formation productrice qui se désagrège très facilement, en raison des bancs tendres, se résolvant en sables jaunes argileux, qui séparent les bancs durs. En passant, on a aussi pu observer par endroits des argiles sableuses, sans éléments durs, épaisses de plusieurs mètres. En résumé, il semble que la formation originelle soit susceptible, si elle n'est pas couverte de végétation, de fournir très facilement une masse énorme de matériaux, sous l'action des divers processus météoriques. Si, sur un si court espace, on a affaire à des dépôts si divers, c'est qu'il s'agit, tantôt d'un colluvium presque in situ, tantôt d'un alluvium venu des secteurs amont, tantôt d'un mélange des deux. C'est là un fait normal en climat semi-aride. Les grosses averses balayent les pentes et les ravins, incorporant des matériaux frais à la lave formée en amont et dont les éléments sont déjà en partie roulés. De plus, lors du dépôt des gros éléments, en une sorte de pavage de fond, les tranches liquides supérieures continuent de progresser, entraînant les éléments fins qui donneront plus loin des lentilles de sables ou d'argiles.

Il existe des lambeaux de formations torrentielles semblables à celles de Juzvalle en d'autres points de la cuvette, particulièrement vers son centre, mais ils sont souvent peu visibles, soit en raison de la forte proportion de matrice argileuse et du calibre assez réduit des éléments durs que les sols et la végétation arrivent à dissimuler, soit aussi du fait que les quelques gros pavés qui pointaient en surface ont été soigneusement enlevés pour aménager des pâturages. Ils ont servi à la construction de murettes ou parfois à celle des maisons. On est loin cependant des champs de pierres du sillon d'Espinosa qui ont permis l'édification de toutes les maisons et celle de murs souvent sans objet. Ici on a dû souvent avoir recours pour la construction à la roche in situ et pour délimiter les parcelles, on a fait intervenir la haie vive ou le barbelé.

C'est à l'entrée du défilé par lequel la cuvette se vide qu'il est le plus facile d'observer ces formations anciennes car, à la suite de l'incision linéaire postérieure, particulièrement

Fig. 48.—FORMES EMBOITÉES DANS LA CUVETTE DE CARRANZA.—Au premier plan, partie amont de l'arroyo de Balalastra incisant un glacis. Au loin, à droite, les Monts d'Ordunte.

énergique au point où toutes les eaux de la cuvette se réunissent (10), celles-ci sont restées perchées au-dessus du talweg. Sur la rive droite du rio de Carranza, vers Molinar, il en existe jusqu'à une altitude relative supérieure à 40 m.

Nous avons recherché dans d'autres secteurs de la cuvette de Carranza des formes et des formations du même genre que celles observées par nous dans sa partie ouest. Ce n'est pas toujours facile, car, dans toute la zone sud, le dispositif structural de type monoclinal transparaît à mesure qu'augmentent les passées dures et, dautre part, les torrents anaclinaux qui ont profondément disséqué les Monts d'Ordunte ont réduit les échines d'interfluve à des serres sur lesquelles on peut difficilement retrouver des traces de replats. Nous avons pu cependant observer un ensemble de formes bien caractéristiques des km 47-48 de la route qui s'élève à l'Est vers le col de la Peña Guinea. Il s'agit du petit bassin de la Cerca (fig. 49). On peut y constater clairement le contraste déjà signalé à l'Ouest entre les traces de deux systèmes d'érosion bien différents, l'un ayant modelé des glacis en pente douce que l'autre a incisés postérieurement. Mais un trait supplémentaire apparaît ici, c'est le contraste, également, entre la montagne et son piémont. On a, en effet, en amont, un véritable petit bassin intramontagnard, vers le centre duquel des torrents ont convergé par des ravins abrupts. Le volume total dégagé paraît trop grand pour représenter seulement l'équivalent en amont de l'entaille linéaire aval. Il est donc probable qu'une partie est héritée du système d'érosion antérieur. Le ravinement des reliefs élevés qui subsistent en arrière des glacis d'érosion est d'ailleurs classique sous climat semi-aride. L'existence de toute une série de ces petits bassins, alignés en contrebas de la crête principale des Monts d'Ordunte, le confirme (fig. 42 et fig. 4).

Chacun des torrents drainant ces profondes cuvettes accessoires a laissé, presque jus-

(10) C'est le plus déprimé des trois seuils par lesquels les cours d'eau traversent la barrière de Ramales. Il est en effet à 100 m d'altitude tandis que celui du Gandara est à 120 m. Quant à la Calera c'est par un cours souterrain qu'elle passe de la plaine alluviale de Lanestosa, perchée à 220 m - 260 m au confluent du Gandara situé à 90 m d'altitude à moins de 2 km en aval.

qu'au sommet de la chaîne, la trace nette de son attaque. Les croupes sommitales aux formes molles, dont on peut se demander si elles ne sont pas les restes d'un modelé plus ancien encore, sont ainsi comme rongées sur les bords et la coalescence des têtes des ravins s'y manifeste par un feston continu.

Sur les versants de ces mêmes ravins aux pentes très raides, les eaux courantes manifestent encore un peu d'activité. Le feutrage superficiel des sols, mal fixé par la végétation, est souvent écorché. En plus de la mise à vif des talwegs, il arrive que l'érosion actuelle modèle un petit appareil torrentiel complet, mais à une échelle très différente de celle des formes majeures. Ces minuscules appareils, plaqués sur un grand versant, marquent assez la disproportion entre le système d'érosion actuel et ceux qui ont dégagé les cuvettes amont.

5 — La part de la dissolution karstique et celle de la cryoclastie

Si les remarques faites à propos du modelé du San Vicente et de celui de la Montera ont attiré notre attention sur les formes d'érosion particulières aux régions calcaires, il n'est pas toujours facile de déterminer la part qu'on peut attribuer à la dissolution karstique dans leur genèse et, plus généralement, dans celle des formes de la barrière calcaire de Ramales. En ce qui concerne les formes mineures externes, il doit y avoir eu antagonisme entre la dissolution et la désagrégation. On observe actuellement peu de lapiaz sur les abrupts où la désagrégation, aidée par la gravité qui permet l'évacuation rapide des débris, a grignoté peu à peu les calcaires, sans laisser le temps à la dissolution de s'exercer. Pitons et tourelles sont donc essentiellement des formes de désagrégation. Les formes de dissolution n'apparaissent que sur les surfaces peu inclinées, à condition encore qu'elles ne soient pas recouvertes par la blocaille descendue des parties hautes.

Fig. 49.—LE BASSIN INTRAMONTAGNARD DE LA CERCA vu des Km 47-48 de la route du col de Pena Guinea. Au premier plan, glacis incisés à l'époque glaciaire.

On ne doit cependant pas oublier que le modelé actuel doit être en partie hérité du dernier épisode froid et sec de la fin de l'époque glaciaire et qu'il convient de se demander ce qui s'est passé avant. Or il est d'autres aspects de la karstification qui viennent contrebalancer une première impression basée sur l'observation des formes mineures superficielles et font supposer, au contraire, que cette karstification a atteint un grand développement. Il existe tout d'abord, même extérieurement, de grandes formes dont l'origine en grande partie karstique est certaine. C'est le cas des dépressions fermées. Elles sont peu nombreuses, il est vrai, là où la barrière a été réduite à une sierra au profil aigu (San Vicente) mais on en trouve plusieurs là où la chaîne a gardé de l'épaisseur. Il en existe une grande dans le massif du Moro. Mais il suffit surtout que nous débordions un peu hors de notre domaine, à l'Ouest, pour en trouver plusieurs très vastes dans la sierra d'El Hornijo ou dans les monts de l'Infierno qui constituent une véritable écumoire.

On trouve aussi, toujours sur les hauteurs, mais cette fois en bordure des massifs, des alvéoles plus ou moins grands. Certains ont l'allure d'une tête de vallon en fond de berceau, d'autres sont réduits à un élément de versant concave. Entre eux subsistent souvent des sortes de pyramides paraissant provenir de leur recoupement. On peut observer des formes de ce genre sur le bord est des Monts de l'Infierno, mais le plus bel alvéole se trouve dans le massif d'El Moro, à l'Est de la dépression fermée déjà citée. Il a plusieurs centaines de mètres de largeur et est bien visible de Barcena (fig. 43 et Pl. VIII A).

On est conduit à supposer que, grandes dépressions fermées et alvéoles, ceux-ci étant d'ailleurs peut-être simplement les restes de celles-là, sont les reliques héritées d'un passé très ancien, en raison, d'une part, de leurs grandes dimensions et de leur recoupement indiquant une évolution très avancée, d'autre part, de leur position perchée bien au-dessus des vallées actuelles. L'existence d'un karst profond très développé confirme cette hypothèse d'ancienneté.

Il y a peu de temps qu'on a commencé à étudier vraiment cette partie cachée du karst. (11). Ainsi, sur la face ouest du Moro, on s'est contenté pendant longtemps d'explorer les grottes dont les ouvertures bien visibles sont perchées à quelques dizaines de mètres au-dessus du talweg actuel, dans la partie aval de la vallée de la Calera (12). Il s'agit très vraisemblablement d'anciens conduits karstiques tranchés à l'époque glaciaire lors de l'enfoncement de la rivière (13). Sur la face sud du Carlista on avait aussi dénombré et exploré depuis longtemps une série de grottes dont certaines sont situées à quelques dizaines de mètres, d'autres à plus de 200 m au-dessus du talweg. On n'avait cependant jamais cherché à pousser très loin les reconnaissances, bien qu'on ait pu deviner dans plusieurs cas des communications avec des orifices situés plus haut dans le massif. Mais la preuve éclatante de l'existence d'un karst très développé a été apportée par l'exploration, à partir du sommet du massif, d'une cavité d'une très grande ampleur: la torca del Carlista (14). Cette cavité a une forme assez

---

(11) Malgré l'intérêt qu'ont toujours éveillé grottes et cavernes, leur exploration a été longtemps limitée à leur bouche, la plupart du temps, parce que la pénétration au delà requérait des moyens dont seuls les spéléologues actuels ont su se doter, souvent aussi parce que seules les trouvailles préhistoriques intéressaient les explorateurs. En Biscaye certains «montañeros», comme A. FERRER, ont donné depuis plusieurs decennies, une impulsion nouvelle à ces recherches et, peu à peu, se sont constitués des groupes de jeunes très actifs. Ceux-ci ont entrepris non seulement l'inventaire des bouches extérieures, mais, ce qui est d'un intérêt plus immédiat, l'exploration systématique en profondeur de quelques cavités particulièrement intéressantes.
Il convient de citer la «Monografía de las cavernas y cimas de la provincia de Vizcaya» de FERRER A. (1943) et le «Catálogo de fenómenos espeleológicos de la provincia de Vizcaya de NOLTE y ARAMBURU E. dans Spéléon T XI - 1960.

(12) Certaines ont livré des vestiges d'une occupation humaine préhistorique.

(13) La circulation karstique a dû être d'ailleurs à la fois facilitée et compliquée dans cette vallée par l'existence de la faille du Pando. C'est probablement la raison pour laquelle la Calera actuelle se perd encore en aval de Lanestosa pour réapparaître dans le Gandara.

(14) Explorations réalisées par le Groupe Spéléologique de la Diputación de Vizcaya à partir de 1957

classique en éteignoir ou en entonnoir retourné. Au-dessous d'un puits vertical, dont la bouche supérieure n'a que 2 m sur 7 m, on trouve une salle de 400 m sur 250 m et 90 m de haut. Les reconnaissances ont été poussées au-dessous jusqu'à une profondeur de 361 m, c'est à dire, pratiquement, jusqu'au niveau des grottes déjà explorées dans les parties basses. Aussi peut-on admettre, malgré la part d'incertitude qui subsiste toujours, s'agissant du karst, que la masse calcaire a été transpercée dans toute son épaisseur.

L'ensemble des constatations faites ci-dessus permet de se faire une idée assez précise de l'évolution du karst dans la barrière de Ramales. Son extension et son état d'avancement indiquent qu'il a eu le temps de se développer longuement. Il est donc probable que la karstification a commencé avant le Quaternaire. Nous pourrons d'ailleurs observer plus tard, dans le secteur de Castro Urdiales, des altérations ayant pû se produire sous des climats chauds et humides de type tropical, et donc peut être au Tertiaire. Sous de tels climats, les calcaires devaient subir en profondeur une préparation énergique.

Plus tard, il est possible que, sous des climats plus secs, peu favorables à la dissolution karstique, les calcaires aient joué le rôle de roches dures et que l'érosion différentielle ait pu mettre en valeur ce qu'il en restait, en enlevant les roches encaissantes. Ce fut l'époque d'évidement dans les marnes gréseuses des cuvettes et des couloirs dont nous avons trouvé les restes au Sud du San Vicente et à Carranza. Le karst antérieur, très ouvert, a pu être vidé à cette époque des résidus de la dissolution qui le garnissaient en profondeur, et ceci à mesure que s'abaissait le niveau de base local.

Plus tard encore, sous les climats froids et humides de l'époque glaciaire, qui, dans nos régions durent être surtout caractérisés par des neiges non persistantes et des alternances de gel et de dégel, trois séries de processus simples ou complexes ont dû prendre de l'importance. La fonte des neiges a permis, d'une part, le creusement linéaire dans les marnes gréseuses et donc l'approfondissement par incision des formes en berceau et en cuvettes des épisodes précédents. D'autre part, la dissolution karstique a repris dans les calcaires sous l'action des mêmes eaux de fonte très agressives. Mais ces eaux ne pouvaient séjourner dans les parties hautes, les cavités karstiques anciennes y ayant été vidées antérieurement. Ces parties hautes jouissaient donc d'une immunité relative et c'est dans les parties basses que les cavités s'élargissaient. La forme en éteignoir du grand puits de la torca du Carlista est caractéristique de cet abaissement progressif de la zone dans laquelle les eaux disposaient du potentiel de dissolution le plus fort. Ainsi, bien que minés par en dessous, et bien que donnant certainement lieu, de temps en temps, à des effondrements dont il est possible que l'étroit défilé par lequel s'est vidée la cuvette de Carranza soit un exemple, les massifs calcaires sont restés en relief, probablement depuis le Quaternaire ancien. Ils ont cependant été aussi soumis extérieurement à un troisième processus d'attaque: la cryoclastie. Celle-ci dans nos régions a dû son efficacité à sa répétition. Nous avons fait, dès l'abord, remarquer ce que lui doivent une grande partie des formes moyennes et des formes mineures actuelles, héritées probablement du dernier épisode froid. Mais la destruction des calcaires par le gel avait commencé bien avant, tout au long de l'époque glaciaire. Sur les parties supérieures, il est probable qu'elle a adouci les formes en les ennoyant, au moins provisoirement, sous les débris. Ainsi s'expliquerait peut-être le remodelage dans des dépressions karstiques anciennes des alvéoles en fond de berceau (15). Le karst ancien était rebouché, sauf là où il était très ouvert et en communication directe avec le karst profond. Sur les bords des massifs, au contraire, la gravité permettant la chute des débris dans les couloirs ouverts au cours de l'étape antérieure, le grignotage de la cryoclastie se traduisait par des abrupts. A leur pied commençaient à s'accumuler des éboulis, mais ils étaient en partie entraînés par le ruissellement sur les pentes schisto-gréseuses des socles, ou en partie dissous. Les gros éboulis actuels doivent donc dater plutôt de l'épisode froid final. Une

---

(15) Nous reviendrons sur ces formes et sur les processus de ce remodelage en étudiant les alvéoles, plus nombreux et aux formes plus régulières, du massif du Candina dont l'accès est plus facile.

partie de ces éboulis est même actuelle (16).

C — CONCLUSION

L'étude de la région de Ramales nous a permis de prendre conscience, mieux que partout ailleurs, croyons-nous, des caractères si particuliers des calcaires urgoniens et du rôle de premier plan qu'ils jouent dans la morphogénèse. De quelque côté que l'on se tourne, leur présence dans ce secteur est en effet presque obsédante.

Nous avions l'impression, au premier abord, qu'il s'agissait de masses informes, disposées originellement sans ordre au milieu des formations schisto-gréseuses et ayant été peu affectées par les mouvement tectoniques. Mais cette impression provenait du fait que ces masses sont généralement peu stratifiées et ne révèlent donc pas facilement les déplacements qu'elles ont subi postérieurement à leur sédimentation. L'analyse précise du dispositif structural nous a, au contraire, montré le rôle que celui-ci a joué lors de leur mise en valeur. Nous avons ainsi constaté que tous les grands abrupts sont tournés du côté d'une grande blessure structurale et doivent plus ou moins leur existence au déblaiement d'une sorte de boutonnière complexe. Cependant, les différences lithologiques ont été mises aussi en valeur en des points où le dispositif structural ne jouait aucun rôle (Valle de Soba et cuvette de Carranza). C'est assez dire que le système d'érosion de type semi-aride qui a régné au Quaternaire ancien et a dégagé les grandes formes a été très énergique et que, s'il a pu ne s'exercer momentanément, et localement, que dans un cadre endoréique, il a rapidement disposé d'écoulements suffisants pour ouvrir de grands couloirs en relation avec le niveau de base général.

Sur les massifs calcaires que séparent ces couloirs, la dissolution karstique et la cryoclastie ont laissé des empreintes si nettes que nous avons pu facilement, sinon déterminer exactement, du moins apprécier l'ampleur du rôle qui doit être attribué à ces processus dans la genèse des formes.

Les grandes masses calcaires qui subsistent actuellement dans le secteur de Ramales sont donc des ruines bien qu'elles occupent la place prééminente dans le paysage. Peut-être, il est vrai, est-ce un peu à la façon des ruines de ces châteaux-forts qui font oublier la butte sur laquelle ils sont perchés; mais la remarque sera surtout valable dans la zone centrale de notre bande médiane dans laquelle les calcaires francs sont plus épisodiques. Pour le moment, nous passerons de l'amphithéâtre de Ramales au secteur littoral de Laredo à Castro-Urdiales où le calcaire est encore roi. C'est en effet dans ce secteur, d'accès facile, que nous nous sommes réservé d'étudier plus en détail les formes karstiques qui y sont d'une grande variété.

---

(16) Nous aurons cependant l'occasion d'observer, à l'Est, dans la chaîne du Duranguesado de la blocaille très ancienne conservée sous les éboulis du fini-glaciaire, mais il s'agit d'un cas exceptionnel, le dispositif structural et la préparation tectonique ayant permis à toutes les époques une destruction très poussée de la chaîne et donc une accumulation anormale de blocaille.

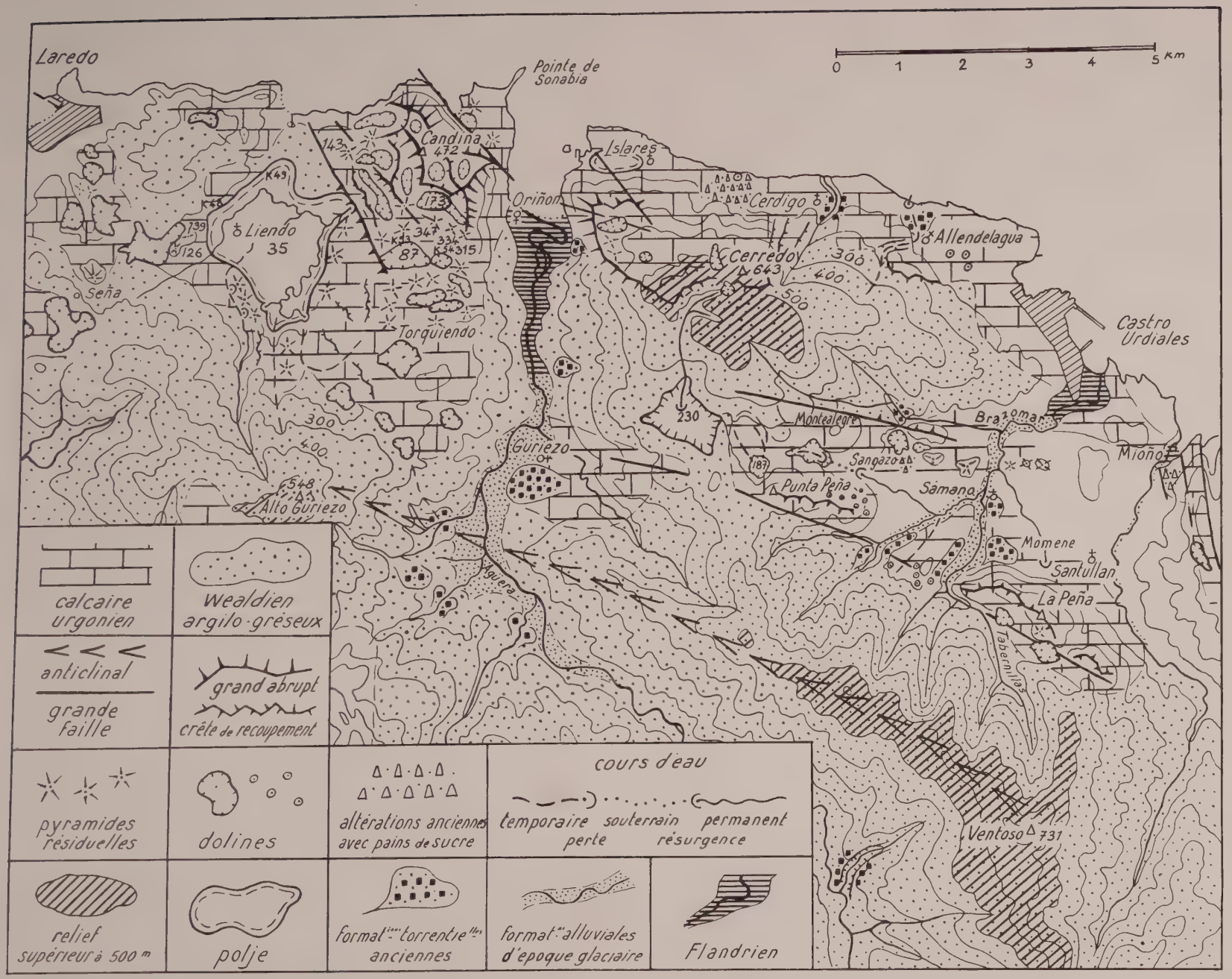


Fig. 50.—LES PAYS KARSTIQUES DU LITTORAL, DE LAREDO A CASTRO-URDIALES.

II — LES PAYS KARSTIQUES DU LITTORAL DE LAREDO A CASTRO-URDIALES

A — LES DONNÉES GÉNÉRALES

Sur la grand'route de Santander à Bilbao, même le simple touriste est frappé par les traits nouveaux du paysage qui s'offre à ses regards lorsque, passé Laredo, il atteint les Km 48 - 49 (fig. 50). Brusquement, face à l'Est, apparaît un pays tout en contrastes. La masse blanche du Candina (Pl. IX-A), taillée en gradins cyclopéens, décharnée et déserte, et dont seules les parties inférieures portent une maigre végétation de garrigue, domine la riante petite plaine de Liendo parfaitemente horizontale (Pl. IX-A), divisée en parcelles aux formes régulières, bien cultivées autour de fermes cossues. Si l'on ne venait des bas pays de la province de Santander où ne manquent pas les sites très humanisés, et si le domaine calcaire était proportionnellement plus étendu, on ne pourrait manquer de parler d'oasis en pays karstique. D'ailleurs, la plaine a bien des traits de l'économie d'une oasis, ne serait-ce qu'en raison du soin qu'on y prend à ne pas laisser perdre un pouce de terrain. On y cultive des fourrages artificiels, destinés à du bétail élevé en étable, alors que ce pays, en marge du calcaire, et quelquefois sur ce calcaire même, est un pays d'herbages naturels.

Pour le géographe, la perfection de cette plaine en pays karstique suffit à annoncer un poljé; mais d'autres traits attirent dès l'abord l'attention. Près de son rebord sud-ouest, s'alignent plusieurs pyramides calcaires d'une centaine de mètres de hauteur (fig. 51 et Pl. IX-B). Leur position dans le poljé, dont le remplissage alluvial les ennoie à la base, fait penser à des reliefs résiduels du genre des «mogotes» d'un karst tropical; mais, outre que les parois n'en sont point verticales, on constate que de nombreuses formes du même genre s'échelonnent en gradins, au dehors et à l'Est du poljé, depuis les hauteurs de Torquiendo jusqu'au massif du Candina. Il est donc probable que ces formes résiduelles, même si elles sont karstiques, n'ont pas été modelées par sapement à la base comme les tourelles des karsts tropicaux.

En progressant vers l'Est, et après avoir traversé le poljé en ligne droite, la grand'route pénètre dans le massif calcaire dans lequel elle s'élève par une série de courbes. Du km 53 au km 54 on circule dans une belle dépression fermée, grande doline qui donne une idée de l'ampleur des formes de dissolution.

En résumé, il semble que soient réunis, dans le secteur du Candina et de Liendo, tous les éléments nécessaires à l'étude d'un karst dont l'évolution est très avancée. Pourtant ce n'est pas celui qui nous fournira le maximum de renseignements en ce qui concerne les étapes de cette évolution. Un autre lui fait suite de l'autre côté de la ria d'Oriñon, en direction de Bilbao, et présente un intérêt supplémentaire. Une partie en est, en effet, fossilisée par des formations de pente; une autre est en contact avec des formations alluviales emboîtées, ce qui donne des jalons précieux pour l'établissement d'une chronologie.

Même au point de vue pittoresque, et bien qu'il soit moins spectaculaire que celui du secteur occidental, ce dernier karst ne manque pas d'attraits. Au pied des grands panneaux karstifiés du Cerredo, une banquette presque horizontale, que parcourt la route d'Islares à Castro Urdiales, permet d'accéder facilement non seulement au karst fossilisé, mais encore à un karst littoral extraordinairement décharné, provenant du nettoyage énergique par la mer d'une partie du précédent, puis de son remodelage par l'eau et les embruns.

Au Sud de Castro-Urdiales, la petite dépression de Sámano (fig. 50), entourée de petits massifs karstifiés, est aussi très pittoresque. Ce n'est pas un poljé, puisqu'elle n'est pas fermée et que le Brazomar la relie à la côte, mais elle nous apportera sur les étapes de la morphogénèse plus de renseignements que le poljé de Liendo, justement parce que son remplis-

sage est inachevé, une partie des matériaux de comblement ayant été entraînée vers la mer. Ainsi les nappes alluviales anciennes n'ont pas été recouvertes et les formes karstiques ont été moins ennoyées en bordure. Une route parcourt cette dépression; en la suivant vers l'Ouest on domine, en arrière du Cerredo, un chapelet de dépressions karstiques isolées, avant d'atteindre à nouveau la ria d'Oriñon, grand trait de scie entre des secteurs qui présentent pourtant pas mal d'aspects semblables.

Le parcours de l'arrière-pays de Castro-Urdiales nous aura, chemin faisant, fait prendre conscience du peu d'extension relative de ce qui nous semblait être le grand karst de notre domaine d'étude. On se rend très vite compte qu'en arrière des panneaux du Cerredo on n'a plus affaire qu'à une succession de petits karsts qui, sans être totalement autonomes, ont évolué en fonction de la position structurale du compartiment calcaire dont ils sont issus par rapport aux formations encaissantes plus ou moins terrigènes. Si nous revenons tout à fait à notre point de départ, à l'Ouest, dans l'arrière-pays de Laredo, nous constaterons qu'on y a d'ailleurs la même impression. Au Sud de la grand'route, avant d'arriver au poljé de Liendo, on a affaire à un pays comportant assez d'éléments calcaires pour que l'enfouissement des eaux dans quelques grandes dépressions y soit total, mais ces éléments sont suffisamment entremêlés ou couverts de formations imperméables argilo-gréseuses pour que, sauf sur quelques îlots irréductibles de roche nue, existent partout cultures et belles pairies.

Après ce premier inventaire, on devine, en somme, que, contrairement aux apparences, la structure du secteur littoral ne doit pas être aussi simple que le dispositif monoclinal des grands panneaux calcaires du Candina et du Cerredo pouvait le faire croire. Pas plus ici qu'ailleurs, nous n'échapperons à l'obligation d'entreprendre une analyse structurale détaillée si nous voulons comprendre toutes les formes du terrain. Cependant, dans le cadre des deux petits quadrilatères, d'environ deux kilomètres de côté, qu'occupent le Candina et le Cerredo, le fait de pouvoir connaître exactement la structure des calcaires urgoniens reste un avantage rarement rencontré ailleurs, puisque ces derniers se présentent généralement à nous en masses informes ou en lentilles incomplètes aux formes peu nettes. Nous commencerons donc notre étude de la région karstique de Laredo à Castro-Urdiales par celle de ces panneaux, avec l'espoir d'y saisir plus facilement qu'ailleurs le comportement des calcaires au cours de l'évolution morphologique.

B — LE SECTEUR MONOCLINAL

C'est de la ria d'Oriñon qu'on peut avoir les meilleures vues d'ensemble des empilements du Candina (472 m), à l'Est (fig. 52 et Pl. XA), et de ceux de la partie occidentale du Cerredo qui culminent vers 400 m. Ceux du Candina plongent vers la mer selon un pendage uniforme de 10° environ. Les bancs sont d'épaisseur irrégulière; les uns ont quelques décimètres, d'autres quelques mètres, mais la stratification est parfaite. La régularité est cependant moins grande vers le Nord. De plus, le beau monoclinal du Candina y est interrompu par une grande faille. Son rejet est à l'origine du grand escarpement qui domine la pointe de Sonabia et la mer, de plus de 300 m.

Sur l'autre rive de la ria, le Cerredo est aussi constitué de bancs monoclinaux plongeant également vers la mer, mais selon un pendage plus fort (20° environ). Deux failles principales les tranchent, à peu près dans la même direction que celle qui détermine l'abrupt du Candina. La plus septentrionale a joué un rôle lors du modelé de la pointe Nord-Ouest du Cerredo, mais l'abrupt est ici plus limité.

On ne peut manquer d'être frappé par la similitude du dispositif des deux côtés de la ria, et l'existence de celle-ci, large d'un km environ, entre des formations solides dont les unes semblent le prolongement des autres, pose un problème. Le fait que les pendages moyens ne soient pas les mêmes indique déjà que la tectonique a eu ici son mot à dire. Mais, de plus,

PLANCHE IX

A — Le poldjé de Liendo et le Candina, vus du Sud-Ouest de la route de Seña à Liendo.

B. — La partie sud du poldjé de Liendo et ses pyramides.

l'existence de pointements de Keuper et d'ophite, signalée par J. M. Rios (17) au Sud d'Oriñon, ainsi que celle de pendages «aberrants» dans le même secteur, conduit à penser qu'on a affaire, ici encore, à un accident diapirique, ce qui implique une blessure structurale suffisante pour expliquer le dégagement ultérieur du couloir de la ria par l'erosion différentielle.

En dehors de ce trait majeur d'origine tectonique, l'intérêt du secteur du Candina et du Cerredo tient au fait que l'on a, semble-t-il, la possibilité d'y déterminer la part relative qui revient dans la morphogénèse à la nature calcaire des formations et à celle du dispositif structural.

1 — Le Candina

a — Les formes karstiques semi-structurales

L'influence qu'a exercée le dispositif structural lors de la genèse des formes du Candina est facile à apprécier lorsqu'on observe, de la rive droite, la belle coupe (fig. 52 et Pl.-XA) qu'en donne la ria d'Oriñon sur sa rive gauche. Les différences de dureté des bancs en position monoclinale ont été mises en valeur, ce qui a donné un profil à nombreux ressauts. N'était le fait que l'absence de couches vraiment tendres n'a pas permis le dégagement de véritables corniches, on pourrait parler ici d'un système de cuestas. La partie méridionale, la plus basse, a, cependant, l'allure exacte d'une avant-cuesta, elle-même précédée de buttes avancées. Paradoxalement, rien dans ce profil n'évoque, au premier abord, un relief karstique.

L'impression est bien différente lorsqu'on observe le massif du Candina du Sud-Ouest, de la route de Seña par exemple (Pl. IX-A). Si la continuité de certains ensembles de bancs durs ne fait aucun doute, puisque les ressauts qu'ils déterminent sont bien visibles sur ce qu'on

(17) Communication personnelle des travaux de terrain pour l'établissement de la feuille Castro-Urdiales de la carte géologique.

Fig. 51.—LA PARTIE SUD DU POLDJE DE LIENDO ET SES PYRAMIDES.

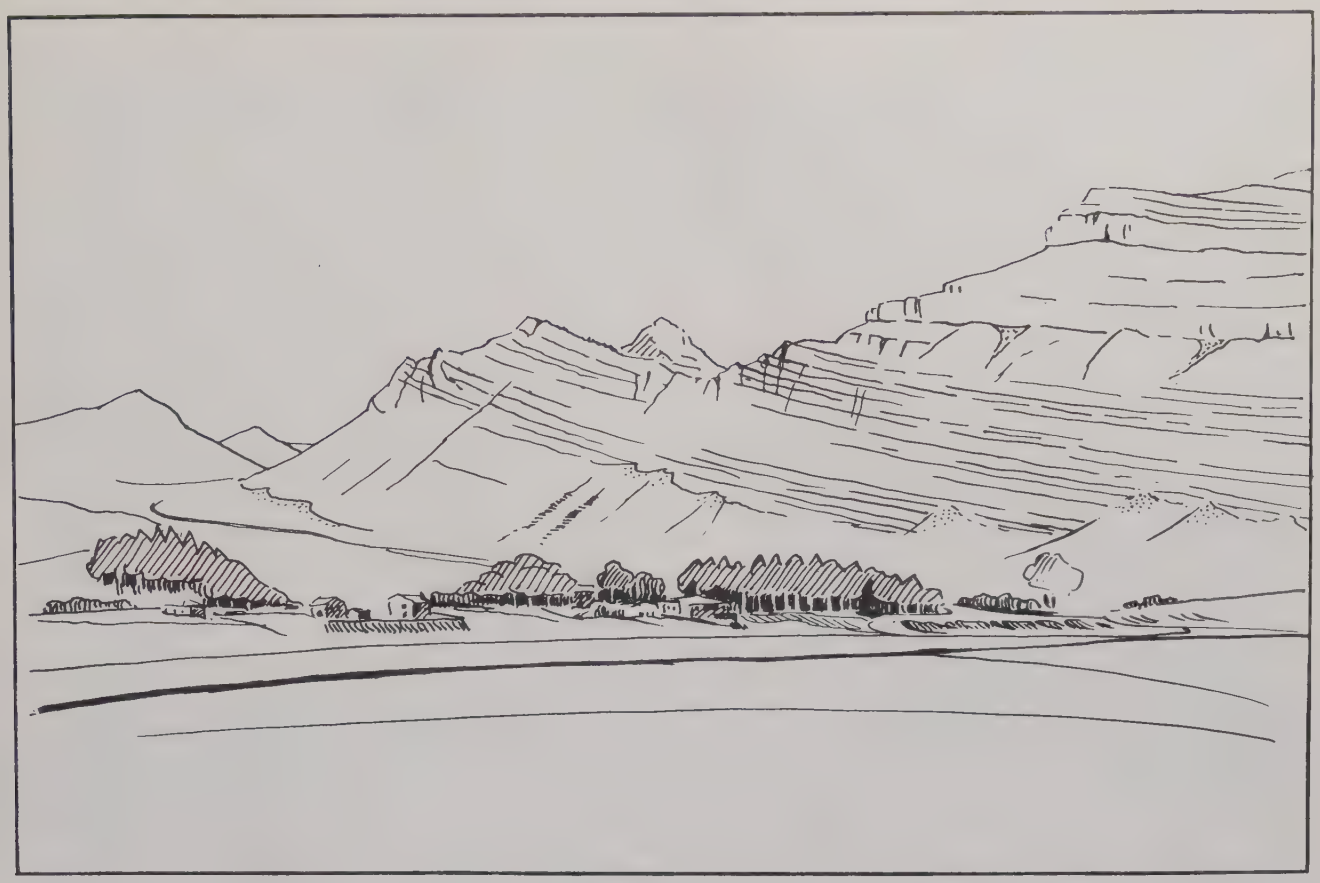


Fig. 52.—LE CANDINA VU DE LA RIVE EST DE LA RIA D'ORIÑON.

pourrait appeler son front, en se référant au dispositif monoclinal, les gradins, dont on pouvait, de la ria, observer le profil, sont interrompus, divisés, semble-t-il, en grands alvéoles aux formes courbes, ne laissant souvent subsister entre eux que des crêtes et des buttes pyramidales provenant de leur recoupement.

La carte, les photographies aériennes, et le parcours du terrain, confirment l'existence de grandes formes karstiques dont la coupe de profil ne permettait pas de soupçonner l'existence. C'est ainsi qu'en arrière de ce qui avait les apparences d'une avant-cuesta, on trouve une dépression fermée, profonde de plus de 100 m. Elle a une forme allongée dans la direction des couches, ce qui en fait une dépression monoclinale dans le dégagement de laquelle il est certain que la structure a joué un rôle. Dans ces conditions, l'hypothèse la plus simple pour rendre compte de la genèse de l'ensemble, consisterait à le considérer comme un relief structural dégradé postérieurement par la dissolution karstique. On ne saurait cependant affirmer qu'il en a été ainsi, car il est probable qu'on a affaire à un relief très évolué, qui n'a donc pu conserver de reliques des formes originelles. Il nous semble plus probable qu'on a affaire à un relief karstique dont l'élaboration a été, en partie, guidée par la structure, tout au long de l'évolution morphologique.

Bien des éléments de détail du relief du Candina ont ce caractère semi structural. Ainsi, les buttes 315 - 334 et 347 semblent provenir de la division du front de l'espèce d'avant-cuesta signalée à l'Est. A l'Ouest leur succèdent des crêtes alignées dans la même direction. Il en existe d'autres, au Sud-Ouest de ces dernières, dont elles sont séparées par une dépression fermée très allongée, orientée, elle aussi, dans la direction des couches. Ces alignements de crêtes et de dépressions longitudinales rappellent incontestablement le dispositif

monoclinal. Il est possible que la dernière dépression citée provienne de l'exploitation d'une faille parallèle à celle qui limite le poljé de Liendo. Nous ne croyons cependant pas, à en juger par les secteurs où la structure se lit aisément, en particulier grâce au profil déjà cité, qu'il faille attribuer un trop grand rôle à la fracturation dans la karstification de ce massif.

Les grandes dolines semi-structurales dont la plus grande dimension atteint plusieurs centaines de mètres dépassent la douzaine. Elles sont coalescentes et occupent pratiquement toute la surface du massif, de sorte qu'on peut considérer que celui-ci est karstifié à 100% si l'on fait sienne la remarque de P. Birot qui considère que «le degré de karstification d'un massif calcaire peut être mesuré par la proportion de surface drainée par les dépressions fermées» (18).

L'état d'avancement de cette karstification incite à considérer qu'elle a débuté il y a fort longtemps. Doit-on, cependant, faire état de pisolithes de fer ou même, parfois, de concrétions plus volumineuses (19) pour faire remonter ses origines au Tertiaire? De toute façon, même si ces concrétions ont effectivement pris naissance à cette époque, elles ne doivent plus avoir de rapports avec les formes actuellement conservées, car, si elles sont encore «piégées» dans le karst, elles doivent provenir de parties supérieures de la masse calcaire depuis longtemps dissoutes. Il serait beaucoup plus intéressant d'observer des altérations du calcaire conservées in situ, mais nous n'avons pu le faire d'une façon profitable que dans le secteur situé à l'Est de la ria d'Oriñon; il y existe de nombreuses carrières dont nous nous occuperons bientôt. Dans le secteur du Candina, quelques coupes de la route révèlent bien des remplissages paraissant anciens, tandis que, sur les parties moyennes des versants, des karsts bien ouverts pourraient être des parties anciennes débarrassées assez récemment des mêmes remplissages. Mais, il est certain que la dissolution a dû se poursuivre très activement à l'époque glaciaire et qu'il est difficile d'apprécier l'ampleur de ses retouches, surtout parce que, nous l'avons vu, le dispositif structural assurait la continuité de l'allure générale de ces formes.

Mais, s'il est peu probable qu'on puisse retrouver dans les formes les traces d'étapes successives de dissolution, avec le froid apparaît le gel, nouveau processus très énergique dont une étude, plus orientée vers les formes moyennes ou de détail, nous permettra d'apprécier le rôle essentiel au Quaternaire.

b — Le rôle de la désagrégation par le gel

Latitude, altitude et proximité de la mer permettent de supposer que, durant le Quaternaire froid, on n'a pas eu, dans la zone étudiée, de longues périodes d'un même type, conduisant à une couverture permanente de neige ou à un gel ininterrompu, situation qui n'aurait pas permis la répétition, en surface, des processus les plus favorables à une morphogénèse rapide. Au contraire, la nivation, la fonte des neiges, le gel et le dégel ont dû se succéder, en de nombreux épisodes courts, au rythme des saisons, avec seulement une tendance générale plus marquée à l'humidité ou au froid pendant qu'aux hautes latitudes les inlandsis se constituaient ou diminuaient de volume. Or, après les étapes anciennes de forte dissolution, des abrupts, ou du moins des versants dénudés à forte pente, devaient subsister, soit en raison du dispositif monoclinal, soit en raison des crêtes de recoupement provenant de la coalescence, des dépressions profondes. Plus tard, aux cours des épisodes pendant lesquels la désagrégation l'a emporté sur la dissolution, ces abrupts ont fourni de la blocaille en abondance. Les formes des versants paraissent devoir beaucoup à cette désagrégation, non seulement dans la zone d'ablation, mais en raison de la régularisation des formes dont la présence des éboulis a été un facteur déterminant. Au pied des abrupts ont été modelés de véritables versants réglés (versants de Richter) dont la pente varie de 25 à 35°. Ils sont assez longs et de profil

(18) BIROT P.—Problèmes de morphologie karstique. p. 170.
(19) Nous en avons trouvé de la grosseur de la tête.

PLANCHE X

A — Le Candina vu de la rive est de la ría d'Oriñon.

B — Un grand alvéole du massif du Candina.

rectiligne là où la topographie antérieure permettait facilement la descente des matériaux. Ce fut le cas au contact du poljé, où ils ont fait disparaître la partie septentrionale de l'abrupt de faille. Ce fut aussi le cas sur la face *orientale*, au-dessus de la ria d'Oriñon, où existe le plus bel élément de versant réglé (un abrupt de faille subsiste, mais orienté face au Nord-Est). Dans les dolines, il semble que le processus ait été freiné par l'arrêt assez rapide de la descente des matériaux. Certaines de ces dolines, telle celle dont le point bas est à 173 m d'altitude, ont cependant continué à s'approfondir rapidement au Quaternaire froid, vraisemblablement en raison de facilités locales d'écoulement souterrain ayant maintenu une zone d'absorption au centre, tandis que les autres étaient colmatées par les produits de la décalcification. Sur les bords des premières, le gel a travaillé énergiquement; la doline citée est entourée aux trois quarts d'un abrupt de plusieurs dizaines de mètres. Dans les secondes, les plus nombreuses, les abrupts sont plus limités et les éléments de versants de Richter se raccordent par une pente concave très régulière avec le centre colmaté de la doline (Pl. X-B). Faut-il attribuer ce talus de raccordement, en pente plus douce, à la présence de blocaille plus fine provenant de la redivision par le gel de la blocaille plus grossière détachée de l'abrupt? Cette blocaille, du fait de sa finesse, et peut-être aussi grâce à la présence des argiles de décalcification, se serait arrêtée selon une pente d'équilibre plus faible. Ne peut-on aussi penser que, le manteau de blocaille ne couvrant que le pied du versant, et le centre de la doline étant protégé par les argiles de décalcification, le gel s'exerçait énergiquement sur les parties moyennes, peut-être même plus énergiquement que sur les parties abruptes moins humidifiées, élargissant ainsi la doline en cet endroit, ce qui conduisit au profil concave observé. La progressivité de la courbure proviendrait, dans ce cas, de l'épaisseur croissante du manteau de blocaille protégeant de plus en plus la roche en place vers le bas.

Il n'est pas facile de vérifier, par l'étude de la blocaille, le bien fondé de ces hypothèses, car une bonne partie de celle-ci a disparu par dissolution, probablement depuis la fin de la période froide. Ce qu'il en subsiste dans les parties basses est dissimulé par la végétation et quant à la blocaille que l'on trouve au pied des abrupts, elle est actuelle. Sur les parties moyennes subsistent seulement d'assez gros morceaux dont la plus grande dimension va de quelques centimètres à quelques décimètres: ils sont piégés dans un karst très ouvert qu'ils laissent bien transparaître et qui doit être ancien, puisque ses grandes faces courbes sont retouchées de cannelures plus récentes. Ces lacunes concernant les formations corrélatives ne nous semblent pas pouvoir nous empêcher d'affirmer que les formes actuelles du massif du Candina doivent beaucoup aux retouches des périodes froides du Quaternaire et en particulier à celles dérivant de la présence d'un manteau de blocaille. Les formes d'ensemble des versants, au profil continu, nous semblent, en effet, peu conciliables avec les processus de la karstification qui donnent des reliefs anarchiques à chicots résiduels, tandis que ces formes rappellent nettement celui d'une couverture de débris mise en place sur la pente par gravité et au travers de laquelle le gel a pu parachever le modelé.

En résumé, l'étude du massif du Candina nous a mis en présence d'un karst très évolué mais qui a dû garder certains traits semblables tout au long de son évolution, en raison de l'influence du dispositif structural.

S'il nous a été assez facile de mettre en évidence, dans ce secteur, les traces des retouches des périodes froides du Quaternaire, nous n'avons, par contre, pu observer facilement, et dans le détail, celles des étapes anciennes de l'évolution. Nous y parviendrons plus facilement dans le secteur du Cerredo et de Castro-Urdiales dont nous aborderons maintenant l'étude.

2 — Le Cerredo

Lorsqu'on parcout le littoral, à l'Est de la ria d'Oriñon, l'impression que l'on a affaire à un ensemble monoclinal plongeant dans la mer subsiste presque jusqu'à Castro-Urdiales (fig.

50). Cela est particulièrement net lorsqu'on observe le Cerredo de profil d'un point quelconque situé à l'Est, entre Cérdigo et Allendelagua. On constate que son flanc nord est pratiquement constitué d'une surface structurale et que sa crête est formée par l'arête supérieure du paquet des dalles calcaires taillé en abrupt par l'érosion du côté sud. Le profil en escalier de cet abrupt rappelle beaucoup celui qu'on peut voir, à l'Ouest, en observant le Cerredo de la rive gauche de la ria d'Oriñon. Il est donc probable que la même alternance de couches dures et tendres existe sur une distance de 3 km., fait remarquable pour qui a constaté, si souvent, le manque de continuité de la sédimentation urgonienne dans nos régions. Le Candina nous ayant révélé des traits semblables qui nous autorisent à considérer qu'il a été dégagé dans le même paquet de couches, il se confirme que nous avons affaire ici à un des plus beaux ensembles urgoniens stratifiés de notre domaine.

A l'Est de Cérdigo, les bancs urgoniens semblent disparaître, mais on les retrouve aux environs d'Allendelagua où ils constituent au-dessus du Wealdien une carapace dont le bord supérieur porte les ruines d'un château. Cette discontinuité serait due à des failles Nord-Sud ayant rejoué en touches de piano (20). Leur existence confirme ce que nous avaient déjà révélé les failles de la ria d'Oriñon. Les mouvements tectoniques ont brisé ces gros paquets de couches et les ont fait rejouer les uns par rapport aux autres. L'étude de la région située au Sud confirmera les effets d'une tectonique plus énergique que celle dont on aurait pu faire état par l'observation rapide des pseudo monoclinaux du Candina et du Cerredo qui correspondent, à la vérité, au flanc nord d'un anticlinal très peu serré.

Mais, si cette tectonique brisante est à l'origine de certains traits majeurs du relief dans ce secteur, celui-ci nous intéresse surtout pour d'autres raisons. Au pied du Cerredo existe, en effet, une sorte de karst fossilisé dont on peut présumer dès, l'abord, qu'il nous apportera sur l'évolution morphologique des indications impossibles à trouver ailleurs.

C — LE KARST FOSSILISÉ ET LES ALTÉRATIONS À CERDIGO ET À MIOÑO

Entre Islares et Cerdigo (fig. 50), entre les km 61 et 62 et au Sud de la grand'route de Santander à Bilbao, une grande carrière à ciel ouvert ne peut manquer d'attirer l'attention, car elle s'allonge sur plusieurs centaines de mètres. Le rythme de l'exploitation n'est pas actuellement bien rapide; on y voit rarement plus d'un camion à la fois. D'après les renseignements que nous avons pu recueillir sur place, la lenteur de cette exploitation serait due au fait que les matériaux qui en proviennent, utilisés pour la fabrication des briques réfractaires, moules ou soles de four, ne sont incorporés qu'en faible quantité aux argiles ordinaires. Cependant, comme l'exploitation dure depuis très longtemps, et certainement avec une intensité accrue depuis une centaine d'années, pour les besoins d'une industrie métallurgique brusquement sortie du stade artisanal, la zone découverte est assez étendue. Quelques autres tentatives d'exploitation, faites en dehors de la carrière principale, en particulier au Nord de la route, en bordure du littoral, ont agrandi le champ livré à nos investigations. Il s'en faut, toutefois, que la totalité des formations puisse être atteinte, car celles-ci paraissent recouvrir une bonne partie du versant septentrional du Cerredo.

On se trouve là en présence d'une masse considérable de sables fins, d'argiles claires kaoliniques et de débris anguleux à faces planes dont les dimensions dépassent rarement quelques centimètres. Ces derniers surprennent par leur extrême légéreté, que leur aspect extérieur ne laisse pas prévoir au premier abord. On constate, en les observant plus attentivement, qu'ils sont très poreux. L'ensemble de la formation se présente comme une sorte de mortier dans lequel aucun classement n'a été opéré; il évoque une coulée boueuse dans laquelle il n'y aurait eu que peu d'eau. La position des matériaux au bas du versant du Cerredo ferait pourtant penser, au premier abord, à des éboulis de pente, mais, l'absence de classement que nous venons de signa-

(20) RAT P.—Thèse p. 390.

ler oblige à admettre que, si la gravité a joué un rôle dans la mise en place de ces formations, ce rôle a été limité par l'existence de la matrice de sable et d'argile et par le faible poids des parties dures. D'ailleurs, avant d'évoquer les processus de mise en place, il conviendrait de se demander d'où proviennent ces matériaux.

Nous nous trouvons à Cérdigo (21) en pays calcaire. Si les formations étudiées et la végétation masquent l'Urgonien franc sur les parties inférieures du versant, on aperçoit celui-ci au sommet et on le retrouve au niveau de la route, vers Islares, à l'Ouest, et vers Allendelagua, à l'Est. Mais, le calcaire pointe aussi en un grand nombre de pains de sucre, autrefois enfouis sous les formations détritiques, et maintenant mis à jour dans la carrière où ils ne sont généralement pas exploités (Pl. XI - A). Il semble donc, au premier abord, que l'on se trouve en présence d'un karst fossilisé par des matériaux allogènes. Il paraîtrait alors logique de rechercher l'origine de ceux-ci dans les couches supra-urgoniennes actuellement disparues mais qui ont pu recouvrir l'Urgonien, comme elles le recouvrent en bien d'autres parties de notre domaine. Ces formations étant en grande partie gréseuses, l'origine des sables ne poserait pas de problème, pas plus que celle des débris durs. En effet, ceux-ci sont, eux aussi, siliceux; ce sont des sortes de «grès légers» (22).

Une étude attentive des carrières de Cérdigo, des secteurs immédiatement adjacents et de plusieurs autres carrières du secteur littoral, nous a cependant montré que cette hypothèse n'est pas justifiée. En effet, les matériaux qui constituent les sables et les grès légers proviennent de l'altération des calcaires impurs sur lesquels ils reposent. Ces produits subissent souvent un léger transport, mais la roche originelle est du même genre que celle sur laquelle repose le colluvium. Il n'est d'ailleurs pas rare de trouver ces produits en place. On peut s'en rendre compte en divers secteurs de la carrière de Cérdigo, mais à condition de faire une enquête systématique, car la roche en place y est bien noyée dans la masse du mortier colluvial. A quelques kilomètres à l'Est, entre les km 64 et 65 de la grand'route, une tranchée permet, par contre, de se rendre compte, plus facilement, que les calcaires, apparemment francs, ont été transformés progressivement; ils présentent maintenant dans les parties les plus altérées l'aspect de grès ruiniformes.

D'autres carrières permettent de se faire une meilleure idée de ces faciès d'altération. Il en est ainsi, par exemple, à Mioño, vers le km 73 de la grand'route. On y exploite les matériaux réfractaires et, accessoirement, pour dégager ceux-ci plus facilement, les calcaires non altérés ou à demi altérés, ce qui permet des comparaisons très intéressantes. On constate ainsi que, là où les produits d'altération meubles ont été enlevés, les calcaires sont creusés de cavités aux parois courbes, laissant entre elles des sortes de pitons résiduels en pain de sucre. Ces cavités sont semblables aux cavités karstiques, elles n'en ont cependant pas la netteté, surtout lorsqu'on vient de les vider. Les calcaires y gardent comme une gangue formée des produits d'altération qui ne sont pas entièrement détachés. Manifestement ceux-ci ne sont pas «entreposés» dans les cavités; ils sont encore liés à la roche en place par le squelette siliceux qui continue à occuper tout le volume initial. Ces altérations diffèrent de la dissolution karstique telle qu'on peut en constater les effets dans des calcaires contenant peu d'impuretés. Dans ces derniers, les produits de la dissolution sont entraînés peu à peu avec les calcaires dissous et une cavité est ainsi creusée progressivement. Ici, même en nettoyant à fond les parties altérées, on n'a pas l'impression d'atteindre la roche en place saine. Pourtant un coup de marteau sur un des pinacles résiduels révèle que cette dernière est toute proche et qu'il n'y a pas de véritable transition entre la zone interne massive des calcaires gris bleuâtre et la zone externe altérée des produits siliceux blanc jaunâtre. L'altération, sauf là où il y a de véritables diaclases, semble

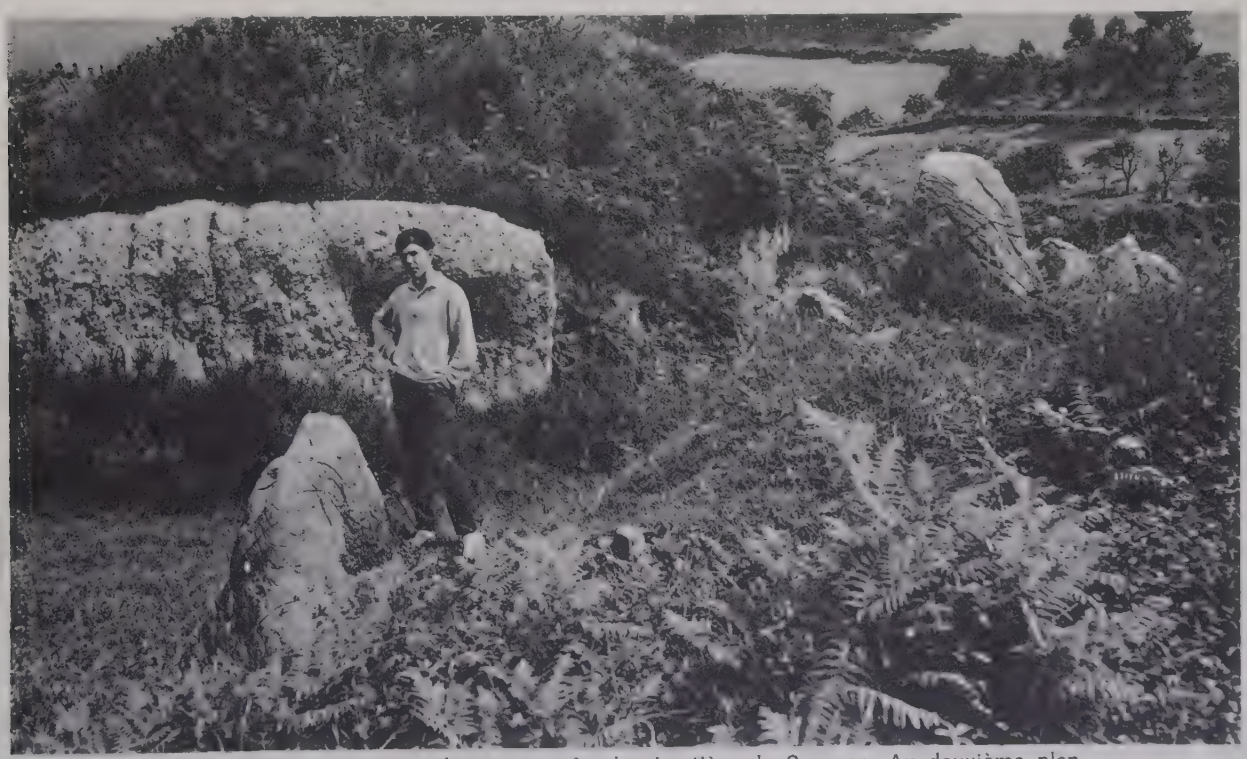
---

(21) Nous parlerons désormais des «formations de Cérdigo» à défaut d'autre lieu dit et bien que Cérdigo se trouve à environ 1 km 5 de la carrière.

(22) Après avoir utilisé nous-même ce terme de «grès légers» nous l'avons trouvé chez G. Viers pour désigner des matériaux détritiques du même genre situés à Isturitz (Thèse p. 414). Nous le conservons d'autant plus qu'il fait image.

PLANCHE XI

A — Les formations de «grés légers» de Cerdigo fossilisant, au bas du versant, un karst ancien en «pains de sucre».



B — Karst ancien «en pains de sucre» près du cimetière de Sangaso. Au deuxième plan, partie du remplissage colluvial de «grés légers» provenant de calcaires gréseux.

avoir gagné vers l'intérieur par zones courbes.

Nous avons eu une excellente confirmation de la façon dont ces altérations se sont étendues en étudiant l'extrême bord du littoral dans la petite baie de Brazomar où se trouve la plage de Castro-Urdiales. A l'embouchure du petit cours d'eau de Brazomar, et sur sa rive droite, la mer, au cours d'une série de tempêtes, a progressé de quelques mètres, ces dernières années, peut-être en contre-effet des travaux de défense de l'ancien petit schorre de la rive gauche sur lequel sont actuellement construites des villas. On dispose ainsi d'une coupe fraîche sur la micro-falaise qui domine la mer de quelques mètres. Celle-ci est formée, dans sa partie supérieure, de roches pourries, mais encore stratifiées, comportant des bandes argileuses et d'autres plus sableuses où l'on trouve des plaquettes anguleuses du genre des grès légers de Cérdigo. A la partie inférieure de la falaise, ainsi qu'en avant, des chicots beaucoup plus durs, que la mer a dégagés, restent en relief. Or leur stratification concorde de façon parfaite avec celle des couches pourries. Il s'agit de marnes gréseuses qui ont donné, par altération, les argiles sableuses et les inclusions de grès légers.

Ces dernières observations ont l'avantage de nous montrer que les phénomènes d'altération ont affecté toute une famille de roches plus ou moins calcaires. Ici nous avons affaire à des marnes gréseuses stratifiées. A Mioño il s'agissait de calcaires plus massifs. En somme la nature exceptionnelle des formations colluviales de Cérdigo a attiré notre attention sur un fait général, mais moins visible ailleurs, en particulier lorsque les altérations ont donné une forte proportion d'argiles ayant soliflué sur les pentes.

L'extension des zones dans lesquelles on observe ces altérations des calcaires situés en profondeur, et où l'on trouve les formations colluviales correspondantes, ajoute à l'intérêt que présentent leurs caractères exceptionnels et incite à formuler à leur sujet des hypothèses concernant les processus de leur genèse, leur âge et, en définitive, leur signification en ce qui concerne les étapes de la morphogénèse.

Le trait le plus frappant, en ce qui concerne les formations détritiques, est qu'elles soient exclusivement siliceuses. Il est cependant non moins certain que la roche originelle est en partie calcaire, comme l'étude des parties où l'altération n'a pas atteint toute la masse nous l'a montré. On peut, il est vrai, s'exagérer la part qui revient au calcaire dans certaines formations lorsqu'on ne se fie qu'aux caractères externes. Nous avons ainsi pu constater que des calcaires non altérés, mais provenant de la zone des altérations, gardent leur forme originelle après avoir été débarrassés de tout leur carbonate par traitement prolongé à l'acide, ce qui signifie que le «squelette» siliceux tenait dans la roche une place beaucoup plus importante qu'il ne semblait. Doit-on en conclure que la seule décalcification a suffi à faire de calcaires siliceux des «grés légers»? La question est moins simple que cela, en raison des différences de dureté des éléments siliceux conservés dans les formations colluviales; certains sont très friables et ont, de ce fait, des angles émoussés; d'autres sont beaucoup plus durs, quoique poreux, et leurs arêtes sont assez vives, d'autres, enfin, sont presque massifs, avec seulement quelques petites cavités. S'il semble tout à fait vraisemblable que les éléments friables proviennent simplement de la décalcification de calcaires gréseux tels que nous avons pu en observer en place, cela est déjà moins sûr en ce qui concerne les «grès légers», de structure très solide, à peu près impossibles à briser à la main et qui sont d'ailleurs, aussi, nettement plus denses. Quant aux éléments siliceux massifs, on ne saurait y voir d'anciens calcaires décalcifiés.

Doit-on alors admettre qu'il y a eu, en plus de la dissolution du calcaire, substitution de celui-ci par apport de silice en solution venant de l'extérieur? C'est là un point qu'il serait capital de pouvoir élucider, car l'existence de la silice en solution nous apporterait une indication climatique permettant de situer ces épisodes de diagénèse au cours de périodes au climat de type tropical qu'on serait probablement amené à placer au Tertiaire. Cependant, un autre doute subsiste en ce qui concerne, cette fois, les éléments siliceux massifs. Ils pourraient provenir d'inclusions siliceuses formées dans les calcaires avant la période d'altération. On trouve, en effet, dans les secteurs calcaires des environs, de nombreux rognons dans les-

quels la silice a des aspects variés. Nous en avons observé plusieurs, en compagnie de P. Rat, dans la région adjacente de la pointe de Sonabia et cet auteur en signale également, à l'Ouest, dans le secteur de Montealegre (23). Ces éléments très durs résistant très longtemps aux altérations, il est très vraisemblable qu'on en puisse retrouver les éclats en proportion importante dans des formations colluviales dont une partie représente les restes de la dissolution d'une grosse épaisseur de calcaires autrefois susjacents. Dans ces conditions si, ni la genèse des grès les plus légers, ni celle des éléments siliceux les plus massifs n'a besoin d'être expliquée par la migration de la silice dissoute, l'attribution de la genèse de l'ensemble des altérations, et par conséquent du karst entier, à un épisode climatique très ancien, de type tropical, reste douteuse.

A défaut de critères certains de type paléoclimatique, ne peut-on alors essayer d'utiliser localement des critères d'altitude relative, en comparant la position des secteurs altérés à celle de formations corrélatives d'épisodes plus faciles à dater, telles par exemple que les cailloutis fluviatiles de l'époque glaciaire? Nous le tenterons, en rappelant, cependant, qu'on ne saurait faire de ces comparaisons une règle générale, car elles présupposent l'adoption d'un point de vue fixiste, alors que nous nous trouvons justement dans un secteur qui a été fort affecté par les mouvements tectoniques principaux et dans lequel il a fort bien pu se produire des rejeux récents.

A Cérdigo même, la comparaison n'est pas facile, car, sous l'épais colluvium des formations, on ne peut, bien souvent, situer la roche altérée. Dans la baie de Brazomar, nous avons constaté que la zone des altérations se poursuit sous le niveau actuel de la mer. Comme, dans ce secteur, une partie des formations alluviales quaternaires doit se trouver sous le colmatage flandrien, la mise en parallèle est, ici aussi, à peu près impossible. A Mioño, par contre, il semble plus facile de situer les roches altérées qui se trouvent à peu près à 20 m au-dessus de l'incision linéaire creusée à l'époque glaciaire par le rio Mioño. Mais il s'agit d'un secteur très faillé et on pourrait arguer que des rejeux récents ont pu se produire. Il en est, en effet, ainsi, dans toute la région de Castro-Urdiales, où le compartimentage structural est la règle. Nous pensons cependant avoir trouvé un secteur où les comparaisons d'altitude, entre formations corrélatives des étapes de la morphogénèse ont des chances sérieuses d'être valables. Il s'agit de la dépression de Sámano, au Sud-Ouest de Castro-Urdiales. Bien que la structure y soit, apparemment aussi compliquée qu'ailleurs, la netteté des cassures permet d'espérer qu'on a affaire à un même compartiment.

D — LES ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DANS LA DÉPRESSION DE SÁMANO

Au premier abord, la dépression de Sámano semble provenir du simple enlèvement par l'érosion différentielle de marnes gréseuses situées entre des calcaires francs et durs. A la vérité, à la suite de patientes observations des pendages et des failles dans des masses calcaires mal stratifiées, et parfois de volume réduit, P. Rat a montré (24) qu'on a affaire à un fossé tectonique dont la partie effondrée est constituée par un synclinal assez serré faisant suite à l'anticlinal lâche du Cerredo (Carte fig. 50 et coupe fig. 53). Cependant, ce n'est pas à cet effondrement qu'est due la dépression, mais bien à l'érosion différentielle qui a mis en valeur les masses calcaires au point que le synclinal, tectoniquement effondré, est maintenant, morphologiquement, presque perché. Deux crêts calcaires inverses forment ainsi la Punta Peña au Sud et le Montealegre au Nord. L'escarpement de faille a été particulièrement mis en valeur à Punta Peña. On le retrouve, au Sud de la Peña de Santullan, dans le prolongement de la Punta Peña, au Sud-Est. La Peña de Santullan est l'ensemble calcaire le plus volumineux et le plus élevé (470 m) de tous ceux qui bordent la dépression.

C'est sur le compartiment effondré que se trouvent réunies, en assez grande quantité et

---

(23) RAT P.—Thèse p. 230 et 233.
(24) RAT P.—Thèse p. 390.

en des points très rapprochés, les formations dont nous désirons comparer les positions relatives. Les formations anciennes, du type colluvial déjà observé, remplissent les cavités subsistant entre des «pains de sucre» calcaires résiduels. On peut les observer facilement dans une carrière aujourd'hui abandonnée située sur une butte assez plate au sommet de laquelle est installé le cimetière de Sangazo, au Nord-Ouest de la dépression (pl. XI - B). Elles recouvrent la totalité de cette butte, laquelle constitue, à peu près certainement, un témoin du fond de la dépression telle qu'elle se présentait à un stade antérieur, avant le défoncement qu'elle a subi au Quaternaire. C'est à sa situation qu'elle doit d'avoir été conservée. Le défoncement s'est, en effet, exercé essentiellement au Sud-Ouest, là où les torrents qui descendent du chaînon schisto-gréseux wealdien du Ventoso pénètrent dans la dépression. Près de Sangazo, au contraire, les eaux, qui provenaient, de ce côté, du Cerredo, ont dû être, pour partie, enfouies dans une zone calcaire très karstifiée située au Nord-Ouest et, pour partie, drainées dans la vallée du Brazomar, profondément et facilement creusée au Nord sur l'emplacement de la grande faille qui limite le fossé tectonique de ce côté. Les formations anciennes qui occupent actuellement le sommet de la butte de Sangazo sont ainsi restées en marge des écoulements principaux; elles sont maintenant situées à 30 ou 40 m au-dessus des dépôts alluviaux les plus rapprochés. Cette différence d'altitude fort appréciable, s'agissant d'un petit bassin local, donne une idée de l'ancienneté des formations les unes par rapport aux autres. Elle situe la genèse des altérations à une époque bien antérieure à celle au cours de laquelle ont été déposées les formations alluviales les plus élevées, celles qui sont situées au Sud-Ouest. Celles-ci, au débouché dans la dépression des arroyos de Cabañaperaza et de Tabernillas, ont l'allure de dépôts torrentiels du même genre que ceux que nous avons déjà observés ailleurs chaque fois qu'un cours d'eau débouchait d'un massif schisto-gréseux dans une dépression.

C'est à Momene, et, en amont, sur la rive droite du Tabernillas, qu'a été conservée la masse la plus considérable de ces formations. Elles y sont faciles à observer, d'une part parce que des argiles y ont été exploitées (25), de l'autre parce que le cours d'eau, en s'y enfonçant postérieurement, y a déterminé une belle coupe. Il s'agit d'un mélange assez hétérogène dont la composition varie de façon notable selon les endroits. Tantôt dominent les gros pavés de grès, jaunes et durs, de quelques décimètres de côté et aux arêtes à peine arrondies, patinés en brun rouille sur une profondeur de plusieurs millimètres, tantôt apparaissent, au contraire, des galets beaucoup plus roulés de grès tendres presque blancs; la matrice, elle-même,

(25) Ces argiles kaoliniques et sableuses, exploitées à l'égal des formations anciennes à grès légers, ont attiré notre attention. Seraient-elles aussi d'origine ancienne, soit qu'elles aient existé avant le dépôt des formations torrentielles, soit qu'elles aient été reprises en amont? On ne trouve cependant à Momeme ni chicots résiduels, ni grès légers. Il est donc probable que ces argiles sont, comme les pavés gréseux, reprises du Wealdien. Le fait qu'on puisse les utiliser pour la fabrication des matériaux réfractaires, comme les autres formations, provient simplement de l'importante proportion de sable qu'elles contiennent.

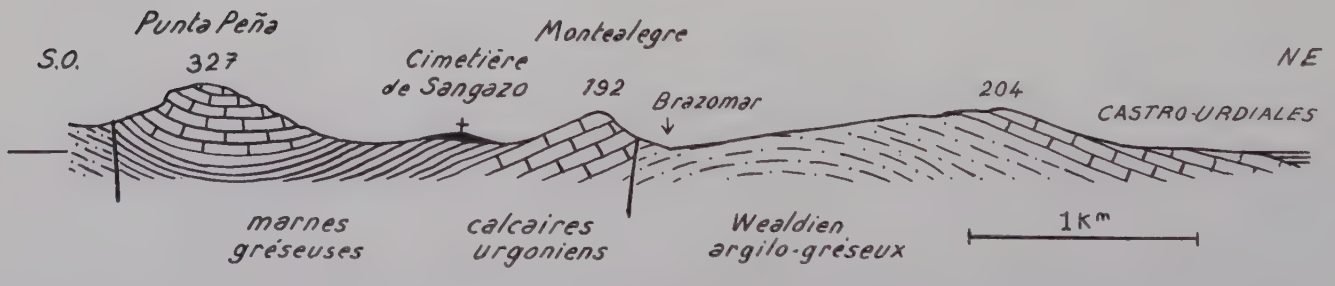


Fig. 53 —COUPE DANS LA PARTIE NORD-OUEST DE LA DÉPRESSION DE SAMANO.

varie des argiles versicolores à l'argile kaolinique blanche; les éléments durs n'y sont ni classés, ni tous orientés de la même façon. On a affaire, de toute évidence, à des dépôts torrentiels dont les matériaux proviennent des diverses parties d'un bassin versant de nature lithologique assez variée, et ceci au hasard des crues et des apports latéraux.

Les dépôts torrentiels de Momene paraissent être une réplique de ceux déjà étudiés par nous en divers points, et en particulier à Espinosa de los Monteros, et, attribués à des épisodes de type semi-aride du Quaternaire ancien. Le trait qui le confirme le plus sûrement est toujours l'incision linéaire très nette que la formation a subie postérieurement à son dépôt et que nous attribuons partout aux épisodes froids et humides de l'époque glaciaire. Ici, il s'agit d'une véritable auge alluviale, large de plus de cent mètres et profonde de dix. Son fond est tapissé d'une nappe de cailloux dont les éléments, moins gros et mieux classés que ceux du dépôt supérieur, gardent cependant l'hétérométrie propre aux alluvions d'un cours d'eau montagnard. Celui qui existe actuellement coule dans un lit, large seulement de quelques mètres, qu'il déplace, par endroits, au hasard des crues.

Les dépôts torrentiels eux-mêmes, largement étendus, ont dû être fort volumineux. C'est que la petite dépression de Sámano a vu passer, dans sa seule partie sud-ouest, les eaux recueillies sur tout le flanc nord-est du chaînon du Ventoso, soit un bassin versant cinq ou six fois plus étendu que la dépression elle-même. Il est donc bien évident que, tout comme l'incision de l'époque glaciaire observée actuellement ne représente qu'un état final, les formations torrentielles conservées ne constituent qu'une partie de celles qui provenaient du déblaiement du bassin amont. Les torrents n'ont pas eu forcément toujours le même dynamisme en un point donné. Il est probable qu'à certains moments ils ont pu évacuer une partie des matériaux en dehors de la dépression, et donc creuser là où, à d'autres moments, ils remblayaient. De toute manière, ils ont participé au défoncement de la cuvette dans laquelle s'étaient produites les altérations à une époque antérieure. La différence d'altitude entre les parties de ces formations conservées au cimetière de Sangazo et la base des formations torrentielles, soit 30 à 40 m, nous permet de situer approximativement les unes par rapport aux autres dans le temps. On constate que, si les formations d'altération sont antérieures à l'épisode semi-aride des formations torrentielles, elles ne doivent pas être beaucoup plus anciennes. Peut-être pourrait-on, dans ces conditions, les situer à la fin du Pliocène.

Nous ne nous dissimulons pas les faiblesses d'une argumentation fondée sur l'étude d'altérations dont la genèse nous échappe en partie et sur des comparaisons d'altitudes qui ne peuvent donner qu'un ordre de grandeur, s'agissant de systèmes d'érosion différents. Du moins avons-nous pu établir à Sámano avec une quasi certitude l'ordre de succession de trois étapes récentes essentielles de la morphogénèse: celle des altérations, celle des formations torrentielles, celle enfin de l'incision linéaire.

Muni de ces jalons dans une sorte de zone-clef, il semblerait qu'on puisse, revenant au gisement principal de Cérdigo, comprendre plus aisément comment il s'est comporté au cours de l'évolution morphologique. Cela n'est cependant pas facile, les rapports des formations d'altération avec des formations alluviales adjacentes ne pouvant pas y être établis aussi clairement que dans la dépression de Sámano. Sur la face nord du Cerredo, comme sur le Ventoso, les eaux recueillies sur les parties schisto-gréseuses adjacentes au secteur altéré ont aussi été évacuées par des torrents puissants, mais ceux-ci, débouchant directement dans la mer, n'ont pas construit d'appareils aussi faciles à observer. Un très profond ravin qui aboutit à l'Est du village de Cérdigo conserve, prés de la mer, les débris d'un cône torrentiel, très éventré postérieurement. Un peu plus à l'Est, le village d'Allendelagua est, en partie, construit sur un cône bien conservé, perché à 40 m au-dessus de la mer. Ce cône est à peine incisé et on hésite, par conséquent, à le considérer comme contemporain du précédent. Cependant, sa position topographique nous autorise à tenir compte de conditions de construction assez spéciales. Après avoir drainé une partie du flanc schisto-gréseux du Cerredo, le torrent passe, en effet, dans un véritable couloir aux parois calcaires, avant de déboucher sur une étroite banquette

littorale. La zone d'alluvionnement semble donc n'avoir pu changer beaucoup, quel qu'ait été le climat. D'autre part, cette banquette a été tranformée en passoire à la suite d'une karstification ancienne. On peut donc, en définitive, se demander si les cônes successifs n'ont pas été construits plus ou moins les uns sur les autres, qu'il s'agisse des torrents préglaciaires ou des écoulements d'âge glaciaire, la pente étant toujours celle d'un torrent et les apports solides abondants. Ceux-ci, a leur arrivée sur la banquette littorale karstifiée, devaient être «piégés», pour une part, dans les cavités, tandis que la partie liquide disparaissait dans cette passoire karstique en liaison directe avec la mer. Cette hypothèse est renforcée par la constatation de l'état actuel de ce rebord, hérité probablement en grande partie du passé. A quelques mètres en arrière de la falaise littorale, des dolines ont été défoncées et les puits qui descendent jusqu'au niveau de la mer sont fendus de son côté.

Si ce karst littoral profond, transformé en passoire, ne nous a pas conservé certaines formations alluviales, il présente un intérêt particulier car il nous semble assez différent du karst à pains de sucre des secteurs où les calcaires sont siliceux. S'il est souvent difficile d'apprécier l'endroit où se fait le passage de l'un à l'autre, il arrive que le contraste soit frappant. C'est le cas à Mioño où nous avons pu observer, à moins de 100 m de la carrière où les poches, dans les calcaires altérés déjà étudiés, ne sont encore que virtuelles, des galeries très développées où un homme peut circuler, ceci bien entendu dans un calcaire tout à fait différent du précédent. Il est probable, d'après ce que nous avons dit précédemment de la structure, qu'on a affaire à deux compartiments tectoniques distincts, car on conçoit difficilement un passage aussi rapide de faciès. Mais,ce qui est certain, c'est l'existence d'un karst très différent de celui qui est dû à l'altération des calcaires gréseux. On en trouve bien d'autres exemples et très probants: c'est ainsi qu'autour de la baie dite Ensenada d'Urdiales, on remarque des calcaires francs très karstifiés ayant conservé dans des poches que la mer n'a pu atteindre des argiles de décalcification d'un très beau rouge, très différentes des produits d'altération à grès légers que nous avons étudiés à Cerdigo et retrouvés à Momene.

Nous avons cherché à préciser les rapports des deux types d'altérations. Les calcaires gréseux n'occupent qu'une faible étendue. A Cérdigo, par exemple, ils sont encadrés par des calcaires plus francs et il est probable qu'ils reposent aussi sur ces derniers. Dans ces conditions, leurs produits d'altération colluviaux peuvent fort bien avoir été, *en partie*, installés dans un karst antérieur véritable. Nous n'avons pu cependant l'établir avec certitude et, bien que cette hypothèse soit des plus vraisemblables, il n'en reste pas moins que, dans les parties que nous avons étudiées, les cavités remplies par le colluvial ont été élaborées dans un calcaire du même type que celui d'où proviennent les débris.

Si nous avions tenu à lier l'étude du Cerredo à celle du Candina, c'est parce qu'il s'agit des deux parties d'un même secteur quasi monoclinal. Cette étude, en attirant notre attention sur les curieuses formations d'altération de Cérdigo, nous a conduit à poursuivre nos investigations dans le secteur de Castro-Urdiales, où la dépression de Sámano nous a donné la clef de l'évolution morphologique. Nous terminerons cette description des pays karstiques du littoral en revenant au poljé de Liendo. Nous avons déjà dit que, s'il paraît plus remarquable parce qu'il est le seul de son espèce dans notre domaine, il nous apporte moins d'indications concernant la morphogénèse.

E — LE POLJÉ DE LIENDO

Comme beaucoup d'autres poljés, celui de Liendo est un poljé tectonique dont l'existence est liée, vraisemblablement, à un déplacement relatif des masses calcaires au droit de la grande faille qui le limite au Nord-Est (fig. 50). L'étude géologique du secteur n'a pas été très poussée et les tentatives que nous avons faites, tout autour de la plaine, pour la compléter,

ont été assez décevantes. Non seulement le dispositif structural du Candina ne semble pas se continuer au Sud-Ouest, mais peut-on même affirmer que le calcaire se poursuit d'une façon continue sous le remplissage alluvial? Au Nord-Ouest et au Sud-Ouest, en effet, on passe rapidement aux formations schisto-gréseuses du Wealdien et on retrouve les traits d'une sédimentation urgonienne sporadique. Rien, par exemple, ne permet d'affirmer que les buttes calcaires 126 et 139, à l'Ouest de Liendo, sont en continuité lithologique avec celles, alignées au Sud-Ouest, qui ont déjà retenu notre attention. Il est,d'autre part,étonnant qu'il ne subsiste aucune butte résiduelle dans le poljé lui-même, si les calcaires y ont eu la même épaisseur qu'en marge. Quels que soient les processus invoqués pour l'élaboration des pyramides, ils ont dû agir de la même façon dans tout le secteur et n'ont pu araser tout le calcaire au centre de la dépression, alors que, sur les bords, ils laissaient des hums de plus de 100 m de hauteur relative (fig. 51 et Pl. IX-B). Même dans l'hypothèse d'un ancien karst de type tropical, dont les formes auraient été postérieurement très retouchées, et malgré la puissance de la dissolution sous ce climat, il semble qu'on devrait trouver des pitons plus nombreux, répartis de façon plus régulière. Leur absence est une des raisons pour lesquelles nous nous demandons si tout le fond de la dépression est calcaire. Rappelons que dans la dépression de Sámano c'est à un fond marno-gréseux qu'on a affaire, bien que l'entourage soit constitué de calcaires francs.

En résumé, comme dans nos régions où la sédimentation a été si variée on peut s'attendre à de brusques changements de faciès, et comme, d'autre part, nous ne disposons pas de données tectoniques très précises, il nous est difficile de nous faire une idée exacte des étapes anciennes de l'évolution morphologique du poljé. On peut heureusement en reconstituer plus facilement les étapes récentes grâce aux formations alluviales qui le remplissent et à ce qu'on peut deviner des écoulements antérieurs en observant l'actuel. Celui-ci se fait par trois maigres ruisseaux qui naissent au Sud-Ouest et dont l'un descend du massif schisto-gréseux de l'Alto Guriezo (548 m). Le plus oriental est alimenté, en partie, par une exurgence située à la limite de la zone calcaire d'où les eaux doivent provenir. Ces trois ruisseaux traversent la plaine et convergent vers le Nord-Est pour disparaître, après confluence, dans un gouffre, un ponor, ouvert dans les calcaires du massif du Candina au pied de l'escarpement de la grande faille. Le seul de ces ruisseaux qui draine un bassin amont assez étendu est celui qui descend de l'Alto Guriezo. Il est aussi le seul à avoir une vallée en V aigu bien calibrée. Il est manifeste que c'est lui qui a dû apporter autrefois la plus grande partie des matériaux qui constituent le remplissage du poljé. Pour autant qu'on en puisse juger, car on ne peut observer facilement de coupes, ce remplissage comporte, en effet, plus de galets de grès et de sables provenant des formations schisto-gréseuses du Wealdien du massif de l'Alto Guriezo, que de produits de décalcification. Au débouché de ce cours d'eau dans la dépression subsistent les formes d'un cône torrentiel, et on est en droit de supposer que, quel qu'ait été le climat, c'est toujours ainsi qu'une partie des matériaux s'est déposée, en raison du brusque changement de pente, à l'arrivée dans la plaine, de ce torrent qui descend de 500 m environ en moins de 4 km. Par analogie avec ce que nous avons observé à Espinosa de los Monteros, et plus près à Sámano, on peut penser qu'au cours d'épisodes de type semi-aride le cône construit a été volumineux; mais, ici, il est probable qu'il a été ennoyé plus tard, à mesure que se complétait le remplissage de la dépression. En effet, une grande partie des matériaux a dû être bloquée dans celle-ci, même si le réseau karstique aval était suffisamment ouvert pour permettre une évacuation partielle. La partie non évacuée devait s'accumuler d'aval en amont, comme c'est le cas en arrière d'un barrage. Ce mode de construction expliquerait que le remplissage ne comporte pas, dans son état actuel, de traces d'emboîtements. Les apports grossiers des épisodes semi-arides ayant plus ou moins colmaté les chenaux karstiques, les forts débits du Quaternaire nival ne purent être évacués immédiatement. Une nappe d'inondation se forma. Quant aux parties solides, elles furent déposées sur les formations antérieures et non en contrebas, comme c'est le cas à Samano et partout où l'incision linéaire de l'époque glaciaire a pu se produire.

Comment expliquer, par contre, que les ruisseaux actuels soient encaissés dans un chenal creusé dans le remblaiement? Nous pensons que le ponor n'étant pas entièrement bouché a pu absorber les faibles débits post-glaciaires et qu'autour de lui un sous-écoulement dans la nappe de cailloux (correspondant à un soutirage karstique dont on observe les effets dans bien des endroits de la dépression où les lits sont à sec) a permis un tassement par entraînement des matériaux fins, tassement d'ailleurs bien visible dans les formes, puisqu'une petite dépression accessoire entoure le ponor. Cet abaissement local du fond de la dépression, qui a pu se produire dès l'époque à laquelle la nappe d'inondation a disparu et se poursuivre postérieurement, a provoqué un petit encaissement des ruisseaux par érosion régressive à partir de ce nouveau niveau de base local.

Nous eussions aimé savoir par où les eaux qui disparaissent dans le ponor atteignent la mer. Nos enquêtes et nos recherches dans ce sens, sur le littoral, n'ont pas été couronnées de succés, ce qui n'est pas très étonnant en raison du débit habituellement très réduit. De nouvelles recherches, entreprises pendant une période de grosses pluies, seraient peut-être plus fructueuses, les eaux troublées par les limons provenant des formations terrigènes de l'amont pouvant alors se distinguer plus facilement à leur sortie dans la mer.

E — L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE LOCALE REPLACÉE DANS UN CADRE PLUS GÉNÉRAL

Après avoir été attiré par les aspects très caractéristiques du karst de Laredo à Castro-Urdiales, et par les facilités d'accès qui permettaient d'en faire une étude détaillée, nous nous étions demandé si la modestie de certaines masses calcaires ne ferait pas perdre à cette étude de sa valeur d'exemple.

Le Candina, cependant, dominant la mer de ses 472 m, nous a paru avoir la plupart des traits de massifs plus volumineux. Malgré sa faible extension, il a, comme eux, été divisé par de nombreuses fractures et les déplacements relatifs des grands blocs se lisent encore dans les très grandes formes d'ensemble. Mais la dissolution ne s'est pas limitée à l'exploitation des fractures; une karstification très profonde a dû enlever de grosses tranches des puissantes formations, tout en restant, tout au long de son évolution, guidée, en partie, par le dispositif structural.

Sur les parties résiduelles bien dégagées, résultant de cette énergique dissolution, nous avons pu observer de près les traces de la morsure des épisodes froids et leur blocaille corrélative, ce que nous n'avions guère pu faire dans les hauts massifs, d'accés difficile, des environs de Ramales.

Mais, c'est surtout en ce qui concerne les processus des altérations anciennes que cette étude nous a apporté du nouveau. Grâce aux carrières, nous avons pu atteindre un karst profond dont, si l'on ne peut assurer que son élaboration remonte au Tertiaire, on peut, en tout cas, affirmer qu'il est préglaciaire, en raison de sa position dans la dépression de Sámano.

Le problème de l'ancienneté plus ou moins grande de ce karst se repose lorsqu'on essaie de replacer les enchaînements morphogénétiques locaux incontestables que nous avons définis dans le cadre de l'évolution générale de notre domaine, telle que nous avons été amené à la concevoir pour expliquer le dégagement du relief de la grande cuesta à partir d'un relief antérieur très mûr. On se souvient que nous avons eu recours à l'hypothèse d'un réajustement tectonique conduisant à un soulèvement, seule hypothèse nous permettant d'expliquer l'énorme reprise d'érosion ultérieure correspondant au dégagement. On pourrait donc s'étonner que ce soulèvement n'ait pas affecté un karst qu'on pourrait, en raison de son ancienneté, considérer comme contemporain du relief mûr, maintenant perché à environ 1000 m d'altitude. Ce serait oublier qu'il ne s'est pas agi d'un soulèvement uniforme puisqu'on constate qu'un nouveau système de pentes a été créé, comme l'indiquent les grandes directions du réseau hydrographique. Plutôt qu'un soulèvement, il convient donc d'évoquer une flexure et c'est même

l'hypothèse de la flexure continentale, telle que la conçoit J. Bourcart, qui pourrait le mieux rendre compte des faits; ou encore celle d'un exhaussement du continent, compensateur de l'érosion et de l'accumulation des matériaux sur la marge continentale qu'ils faisaient s'affaisser.

L'étude du littoral proprement dit est suggestive à ce dernier point de vue: elle nous a montré que le karst ancien se poursuit au-dessous du niveau actuel de la mer. On peut s'en rendre facilement compte entre Castro-Urdiales et Islares. A Castro-Urdiales, toutes les formes de l'encadrement rocheux de la petite baie (ensenada) située au Nord-Est du port, (y compris les petites calanques près de l'église), dérivent de celles d'un grand karst vidé. Nous avons déjà cité l'aven fendu d'Allendelagua; il en existe un du même type dans la carrière de sable et de grès légers située au Nord de la carrière principale de Cérdigo; son ouverture latérale, surmontée d'un arc naturel, a servi autrefois à l'évacuation des matériaux vers la mer. De ce puits jusqu'à Islares, le karst, battu par les vagues, est particulièrement décharné. Par contre, sur la rive droite de la ria d'Oriñon, au Sud des viviers, de grandes poches gardent encore une partie de leur remplissage colluvial.

Si l'on n'a pas recours, pour expliquer l'ennoiement de ce karst, à l'hypothèse d'une flexure, il faut évoquer un glacio-eustatisme ancien dont les preuves nous manquent. On ne peut, en effet, admettre que ses formes affirmées, en continuité avec celles non ennoyées, aient pu être élaborées, pendant la durée de la régression préflandrienne seulement.

Il va sans dire, enfin, que l'adoption d'hypothèses générales n'exclue pas l'éventualité de rejeux locaux. Cela semble particulièrement vraisemblable en ce qui concerne le Candina et le Cerredo. Leur étude nous a presque donné la certitude que leurs masses calcaires ont, autrefois, appartenu au même ensemble monoclinal. Or les pendages moyens dépassent maintenant à peine 10° dans le premier, alors qu'ils atteignent 20° dans le second, et même 45° dans certaines parties situées au Nord des failles principales. Les deux éléments ont donc été séparés par un accident violent que matérialise l'existence de la ria, si nettement ouverte en direction Nord-Sud, et l'existence de remontées du Trias, accompagnées d'ophite, à Oriñon. Il serait étonnant que ce grand accident n'ait pas rejoué au moment du réajustement d'ensemble.

Ce dernier trait, s'ajoutant aux autres, confirme l'intérêt exceptionnel d'un secteur dans lequel la morphologie karstique, si particulière, n'oblitère pas les formes dérivées d'une tectonique brisante, tandis que l'imbrication de secteurs calcaires et non calcaires permet de fructueuses comparaisons.

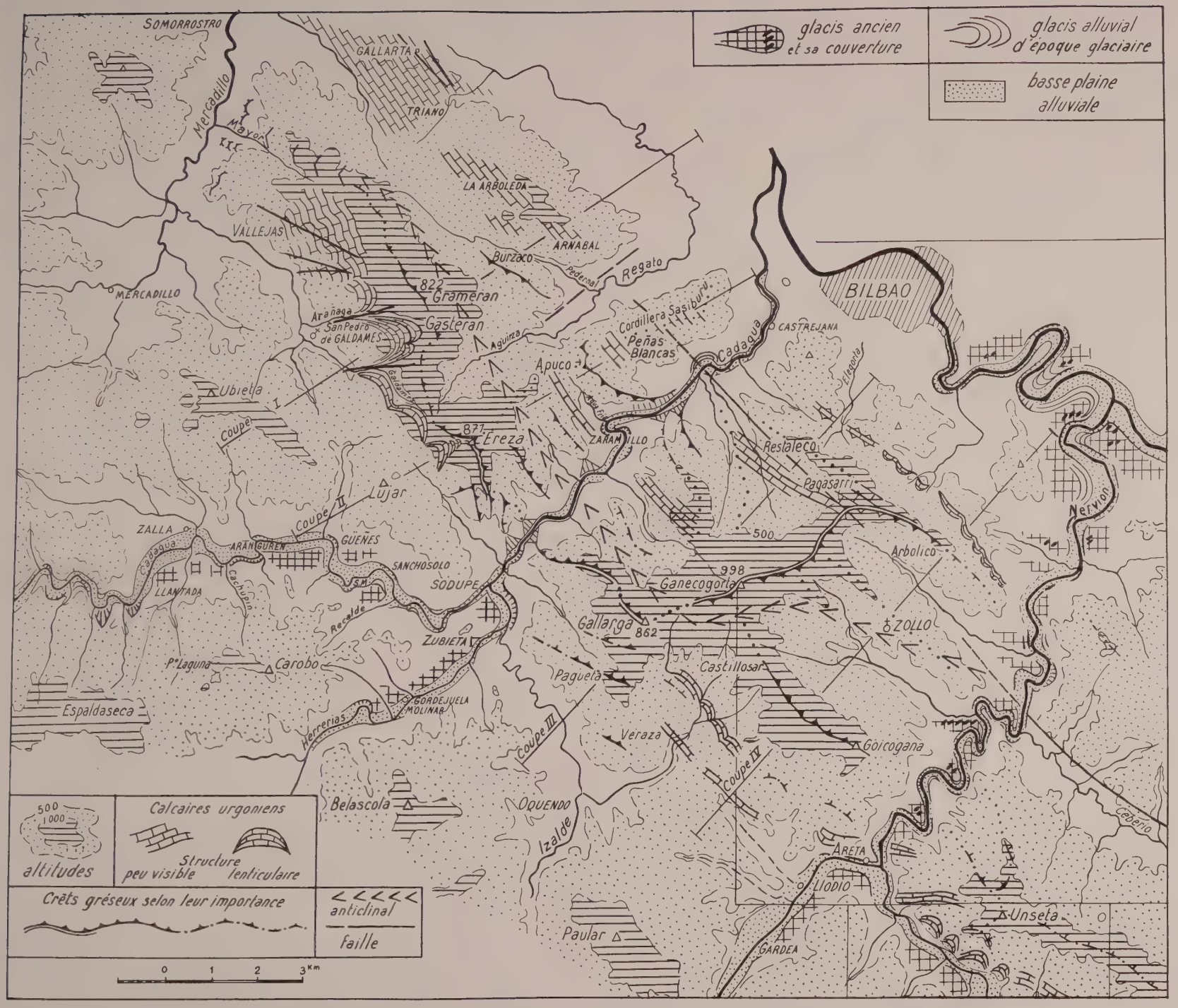


Fig. 54.—CARTE MORPHOLOGIQUE DU GRAND ANTICLINAL DE BISCAYE-SECTEURS DE GALDAMES ET DU GANECOGORTA.

CHAPITRE VII

LE GRAND ANTICLINAL DE BISCAYE

Dans le secteur occidental de la zone médiane, l'extraordinaire extension des grands panneaux et des grandes masses calcaires nous a conduit à nous intéresser, surtout, à la lithologie et, s'agissant de calcaires, aux formes karstiques. Le dispositif structural, d'ailleurs souvent simple, ne semble y avoir joué qu'un rôle secondaire. Son rôle a été, au contraire, de premier plan dans la zone centrale, celle du grand anticlinal. Il est rare de trouver dans notre région des formes dérivées d'un relief plissé aussi nettes et aussi imposantes que celles qui proviennent du démantèlement de ce grand anticlinal de Biscaye. Il y a loin, cependant, des restes, parfois difficiles à classer et à décrire, de cet anticlinal à ceux d'un relief plissé simple de type dit jurassien, et cela pour plusieurs raisons.

Tout d'abord, le coeur en est constitué par des formations wealdiennes détritiques dont les faciès varient latéralement sur de courtes distances. On n'y trouve donc pas de continuité suffisante dans l'alternance couche dure, couche tendre, pour qu'aient pu être dégagées de grandes formes de type jurassien classique.

D'autre part, on ne peut parler d'anticlinal simple qu'au Sud. La retombée nord est remplacée par un système compliqué de plis courts se relayant plus ou moins en une sorte d'anticlinorium.

Enfin, cette zone anticlinale, qui a une longueur d'environ cinquante kilomètres, est divisée en tronçons par trois cluses très profondes. Les affluents des rivières qui les parcourent ont vidé latéralement l'anticlinal d'une partie de sa substance en y ouvrant des combes profondes ou des vallons monoclinaux qui contribuent à morceler le relief.

Pour la commodité de l'exposé, et parce que, topographiquement, ils constituent de petites unités bien individualisées, nous décrirons séparément chacun des tronçons que les cluses ont découpés dans l'anticlinal. L'un sera dit «de Galdames», l'autre «du Ganecogorta», le dernier «du Gorbea» (fig. 54).

En raison du caractère exogène des rivières qui ont creusé les cluses, et donc des rapports de celles-ci avec l'évolution morphologique de l'ensemble de notre domaine, nous nous réservons d'évoquer les étapes de leur creusement dans un chapitre d'ensemble concernant le réseau hydrographique.

I — LE TRONÇON D'ANTICLINAL DIT DE GALDAMES

Grands crêts gréseux et îlots calcaires entre les cluses du Mercadillo et du Cadagua

C'est dans ce tronçon qu'on réalise le mieux, par la seule observation des formes actuelles, qu'on a affaire aux restes d'un grand anticlinal (Coupe N° II fig. 55). Encore convient-il de choisir son point de vue. En prenant quelques kilomètres de recul au Sud-Est, sur la route de Sodupe à Oquendo, on aperçoit, au Nord-Ouest, le seul morceau de voûte bien conservé. De ce «véritable berceau de style roman» (1) il nous reste un grand crêt qui culmine à l'Ereza (871 m).

---

(1) RAT P.—Thèse p. 402.

Il est constitué d'un ensemble de bancs de grès durs de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, solidement soutenu, au Sud, par une autre série d'assises du même genre divisées en gros chevrons plaqués en contrefort. La netteté des plans, due au dégagement de revers substructuraux, souligne les volumes, accentuant l'impression de solidité que donne l'ensemble. Celui-ci n'a pourtant pu résister à l'éventration de l'anticlinal causée par le sciage du Cadagua; aussi le bord du crêt, découpé en grands festons, s'abaisse-t-il du côté de la cluse dont le fond est situé à moins de cinquante mètres d'altitude. On peut, de la sorte, apercevoir la zone axiale où se détachent d'autres crêts ou de simples crêtes moins élevées provenant de la mise en valeur d'autres bancs durs moins épais ou moins solides.

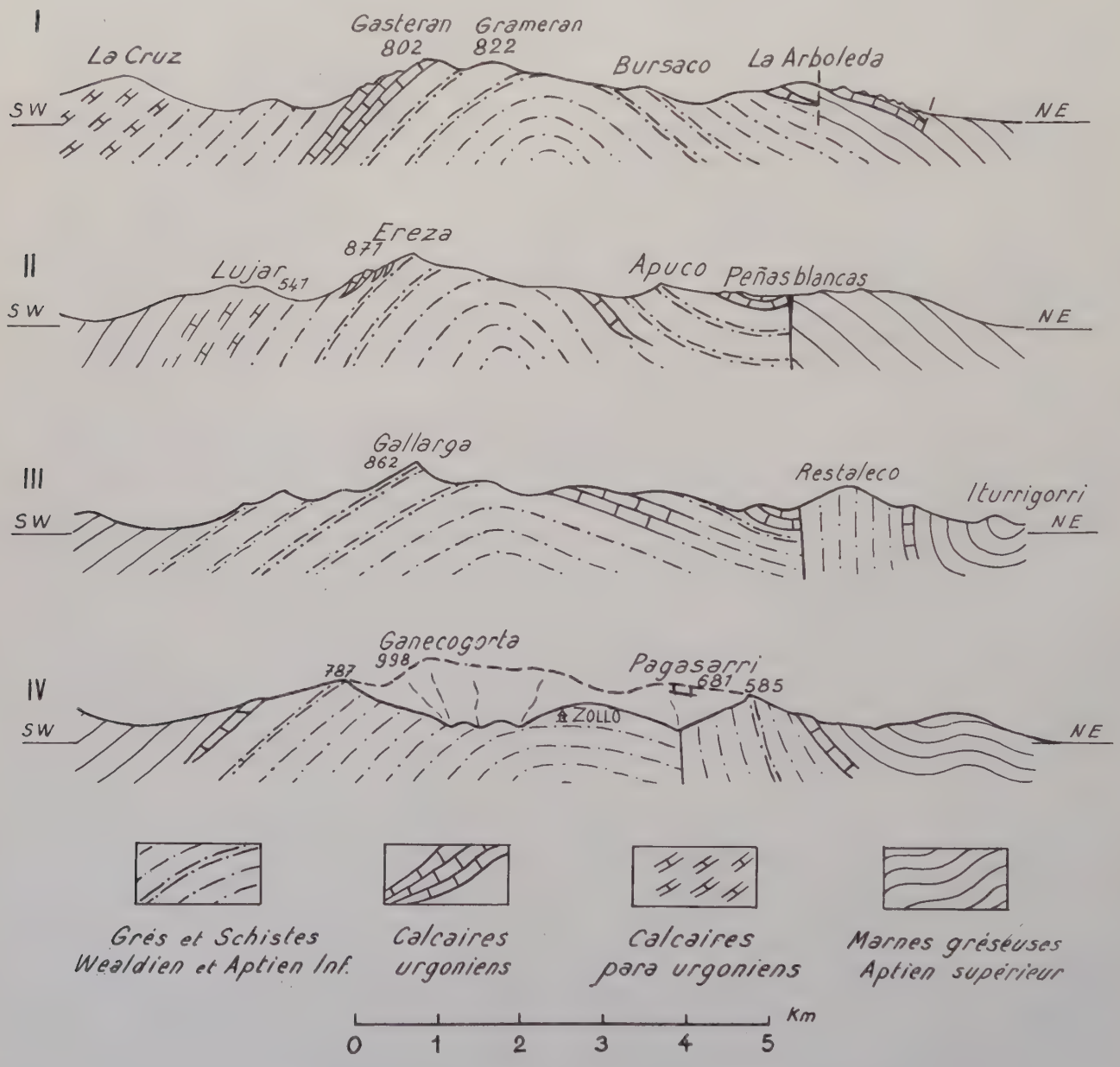


Fig. 55.—COUPES DU GRAND ANTICLINAL DE BISCAYE (en partie d'après P. Rat).
I et II: Coupes dans le tronçon dit «anticlinal de Galdames».
III et IV: Coupes dans le tronçon dit anticlinal du Ganecogorta.
(Les coupes sont situées sur la carte Fig. 54).

Sur le revers du crêt, mais au Nord seulement, apparaissent les calcaires clairs urgoniens. Du point de vue choisi on distingue assez mal leurs formes; on dirait qu'il s'agit seulement de quelques esquilles ou de quelques îlots, perdus dans la masse gréseuse. On en a une bien meilleure vue du Sud, de la route d'Aranguren à Molinar-Gordejuela, construite récemment au flanc du Carobo. On constate alors que l'on a affaire à une masse calcaire assez volumineuse, stratifiée, mais de telle façon qu'elle semble s'épanouir, s'ouvrir vers l'extérieur comme un éventail. Ce que nous avons dit de la genèse de ces calcaires permet de supposer qu'il s'agit des parties latérales de lentilles provenant de la sédimentation, sur les bords d'un noyau vivant de polypiers, d'un mélange de débris d'organismes constructeurs et d'apports terrigènes. Ces restes de lentilles ainsi fichés sur ce revers de crêt lui donnent un aspect semblable à celui des «cuestas noduleuses» décrites par P. Rat (2).

Les formes structurales dégagées au Nord-Ouest dans le flanc du grand anticlinal, à la suite de celles de l'Ereza, sont du même genre. Le crêt gréseux du Grameran, bien que déterminé par une passée dure différente, a une altitude presque égale (822 m); mais il n'est pas mis en valeur de la même façon, parce qu'il est plus éloigné de la cluse. Les calcaires urgoniens, par contre, augmentent d'importance; on s'en rend d'autant mieux compte qu'on s'en rapproche beaucoup lorsqu'on explore ce secteur en parcourant la route qui réunit San Pedro de Galdames à Mercadillo, en suivant la rive gauche de l'arroyo de Galdames. Ainsi, au-dessus de San Pedro, se dresse le Gasteran (802 m) dont les formes suggèrent au premier abord l'idée d'une lentille. L'impression est renforcée lorsqu'on l'observe de profil, d'un point situé plus à l'Ouest. La stratification, bien mise en valeur, donne à l'ensemble l'aspect d'une lanterne vénitienne ronde non entièrement dépliée (fig. 56). Du même point de vue, on peut, cependant, constater que les calcaires situés entre le Gasteran et l'Ereza ont l'allure d'un gros banc d'épaisseur presque uniforme. Un contrôle de ces formes du sommet de l'Ereza, complété par l'examen des photographies aériennes, montre que le Gasteran a dû, lui-aussi, faire partie du même gros banc et que, si sa face externe comporte des couches allant en s'amincissant en sifflet, ce n'est qu'en raison d'un effet perspectif qui donne, de la vallée, toute l'importance à cette partie du banc, ainsi qu'en raison de formes générales de dissection, qu'on peut avoir l'illusion d'avoir affaire à une lentille presque complète. Il convient de ne pas oublier à ce sujet que si «les formes initiales des masses calcaires transparaissent indiscutablement dans les reliefs actuels» «malgré leur aspect majestueux, ceux-ci ne sont souvent que de pauvres ruines, à travers lesquelles il est bien difficile de reconnaître les édifices vivants qu'abritaient les mers du Crétacé inférieur» (3). Ainsi le Gasteran n'est probablement qu'un très petit morceau d'une ancienne grosse lentille. L'illusion d'avoir affaire à une petite lentille presque complète venait du fait que l'érosion a individualisé cet élément de banc en ouvrant des deux côtés des ravins étroits en position cataclinale à l'emplacement de deux failles extrêmement nettes. L'impression d'élément séparé du reste est accrue par le fait qu'un déplacement tectonique important a suivi ou accompagné la fracturation, probablement lors de la phase orogénique qui a plié les couches pour donner l'anticlinal.

Au Nord-Ouest du Gasteran, les calcaires occupent une place plus grande encore dans les formations qui constituent le flanc sud-ouest de l'anticlinal de Galdames. Leur rôle morphologique a cependant été moins grand qu'au Sud-Ouest, car ils donnent l'impression d'une grosse carapace bosselée. La relative blancheur de l'ensemble ainsi que la maigreur de la végétation sont bien caractéristiques d'un paysage de région calcaire, mais on n'a plus les curieuses lentilles si bien dégagées au Sud-Ouest.

A mesure qu'on s'approche de la cluse du Mercadillo, les pendages deviennent plus faibles. On a même l'impression qu'un banc calcaire bien stratifié, situé au sommet, est horizontal. Les relevés de pendages montrent qu'il n'en est rien, mais que, cependant, la grande

---

(2) RAT P. (1962).—Structures et formes dans les calcaires.
(3) RAT P. Ibidem pp. 113-114.

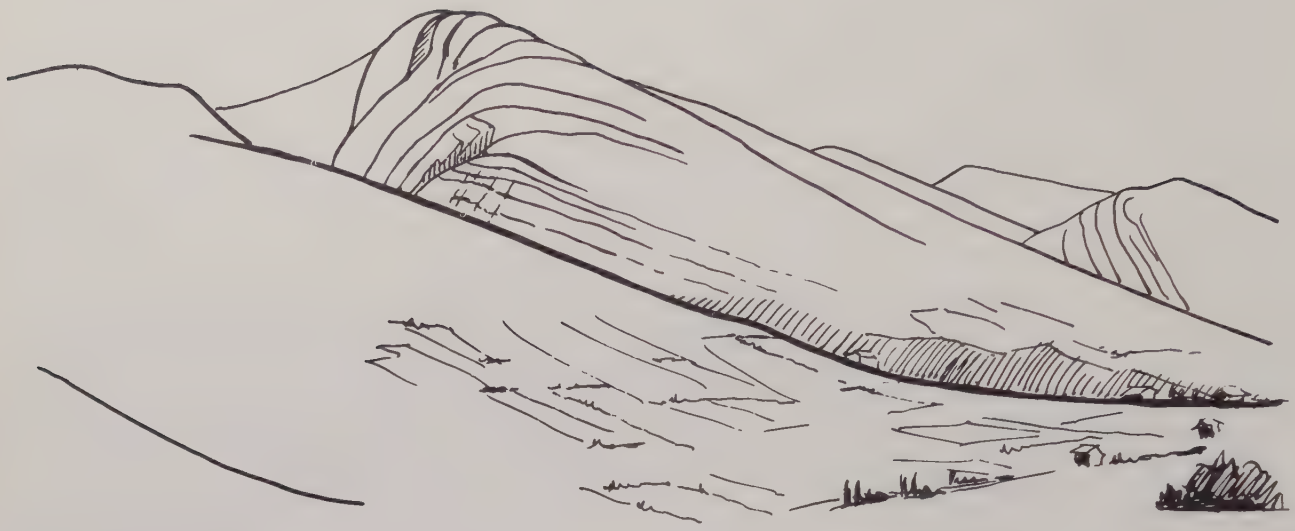


Fig. 56.—LA LENTILLE URGONIENNE DE SAN PEDRO DE GALDAMES.

voûte est beaucoup moins bombée que près du Cadagua. Un autre motif d'adoucissement des formes provient du fait qu'on se trouve dans une des zones minières les plus exploitées. Les reliefs y sont tronqués et de nombreux déblais dissimulent une partie des formes en creux. Ceci est d'autant plus sensible que les mineurs ont surtout cherché, au début, à exploiter les calcaires à forte minéralisation, et qu'ils ont ainsi remué et abandonné un volume de roches très supérieur à celui traité. Cette région est, de ce fait, devenue d'un intérêt morphologique réduit. Les observations qu'on peut encore y faire, à la faveur des travaux miniers, peuvent, cependant, apporter quelques enseignements. Elles permettent, en particulier, de constater que, dans certains cas, la nature calcaire des formations pourrait échapper à une observation superficielle. A Vallejas, par exemple, ce n'est que par les coupes des carrières, ouvertes au bas des versants, qu'on réalise la part importante qui revient aux calcaires dans des croupes arrondies recouvertes de prairies. C'est qu'à la vérité, l'association des calcaires urgoniens aux formations terrigènes comporte tellement de nuances qu'on est souvent bien en peine de distinguer leurs rapports exacts. D'autre part, il n'est pas nécessaire que la part des «impuretés» soit très grande pour que le comportement des calcaires soit très différent de celui des calcaires francs (4). En effet, la dissolution chimique libérant des argiles sableuses, celles-ci jouent le rôle d'un manteau protecteur sur une formation dont la nature rendait déjà plus difficile une karstification en profondeur. Le modelé se rapproche ainsi souvent de celui qui prédomine dans des roches homogènes de dureté moyenne.

La poursuite du cheminement vers le Nord-Ouest, le long du flanc sud de l'anticlinal, nous conduira à la cluse du Mercadillo. On serait fort étonné d'y découvrir, au centre, un dispositif structural n'ayant que peu de rapports avec celui d'un grand anticlinal, si on n'avait déjà noté les faibles pendages des bancs supérieurs dans la région minière. Cela se traduit, dans la cluse, par des formes d'allure monoclinale avec pendage dans le sens de l'axe anticlinal. Ainsi sur la rive droite du Mercadillo et des deux côtés du rio Mayor, torrent affluent coulant dans l'axe de l'anticlinal, on n'a point de crêts, comme on pourrait s'y attendre, mais une succession

(4) Au point de vue morphologique, le domaine «para-urgonien» est donc beaucoup plus étendu que celui des calcaires para-urgoniens délimité par P. RAT sur sa carte géologique.

de buttes, étagées en gradins au-dessus de la cluse, et dont certaines, recouvertes d'une dalle dure, donnent un véritable relief de cuesta. L'observation en est particulièrement facile en direction sud, du Km 22 de la route de Somorrostro à Mercadillo. Il s'agit cependant de formes n'ayant pas un grand développement, puisque leur extension est limitée à la partie axiale de l'anticlinal.

Après avoir parcouru la cluse du Mercadillo, nous atteindrons le flanc nord-est de l'anticlinal. Entre Somorrostro et Gallarta, nous trouverons un des secteurs miniers les plus actifs, celui où les mineurs ont attaqué la grande lentille de calcaires urgoniens de Gallarta-Triano, lentille plus ou moins symétrique de celle de Galdames. Ils ont, de ce côté plus encore qu'au Sud, détruit une grande partie des formes originelles. Si, au début, ils se contentaient de rechercher les minerais les plus riches (5), voire de vider les poches karstiques, laissant en relief les pitons calcaires (Pl. XII-B), ils sont aujourd'hui obligés de débiter la montagne en tranches et de calciner le carbonate pour livrer un produit dépassant une teneur de 50 % en fer. Les carrières à ciel ouvert, flanquées de zones de déblais dans lesquelles s'accumulent toutes les formations stériles encaissantes, ont donné à ce secteur l'aspect d'un chantier de démolition, s'étageant en terrasses successives jusqu'au plateau minier supérieur de La Arboleda.

Ce qui subsiste des formes de ce flanc nord-est montre cependant qu'il était moins abrupt que le flanc sud-ouest. Les pendages réduits de la carapace calcaire ont été moins favorables à sa mise en valeur par l'érosion différentielle par rapport aux formations encaissantes. Il s'agit d'ailleurs de calcaires ayant un caractère plus massif.

En progressant vers le Sud-Est, pour achever le tour de ce tronçon d'anticlinal, on retrouvera peu à peu les indices du resserrement du dispositif d'ensemble, déjà constatés sur le flanc sud-ouest. On n'en peut souvent juger que par les pendages, en raison du peu d'éléments de la voûte principale conservés dans la zone axiale, en raison aussi des plis accessoires du flanc nord-est. Alors que, dans le secteur des mines de Gallarta et de La Arboleda, les pendages n'atteignent presque jamais 20°, ils dépassent souvent 45° dans celui qui va des mines à la cluse du Cadagua. On peut avoir une idée assez exacte de ces régions en les observant des parties élevées de l'autre tronçon du grand anticlinal, sur la rive droite du Cadagua (Pagasarri, Ganecogorta ou Restaleco). On constate ainsi l'importance de l'éventrement de la voûte au nord-est du grand crêt de l'Ereza. Toutes les couches tendres y ont été creusées de ravins plus ou moins monoclinaux. On n'a donc pas une vision aussi nette du dispositif structural que celle qu'on a d'habitude dans les cluses étroites où les couches sont tranchées franchement. Le seul relief notable vers l'Est, passée la zone axiale, est l'Apuco (559 m) (Coupe N.° II fig. 55). Il semble, au premier abord, qu'on ait affaire à un crêt, symétrique de celui de l'Ereza, et dont les gros bancs, gréseux, armant la crête, descendent jusque dans la cluse où ils sont très visibles vers le km 10 de la route. A y regarder mieux, on voit que la courbure de ce crêt ne se raccorde nullement avec celle de la retombée de la grande voûte. On est en présence d'un synclinal indépendant et, en ce point, d'un crêt inverse, le synclinal restant perché par rapport à la cluse. Confirmant ce dispositif, on aperçoit, au Nord-Est, un berceau de calcaires urgoniens haut perché. Ce sont les Peñas blancas (rochers blancs) de la carte, nom que P. Rat a adopté pour l'ensemble du synclinal (6).

La cluse du Cadagua nous révèle encore, au-dessus de Zamarillo, sur la rive droite du ravin de Agua fría, l'existence d'une autre lentille calcaire vue de profil et qui, en raison de sa position symétrique par rapport à l'axe du grand anticlinal, est probablement contemporaine des lentilles fichées sur le revers de l'Ereza. Elle n'en a pas l'importance morphologique à cause de sa position à l'intérieur de la partie éventrée. En relief, cependant, par rapport aux

---

(5) L'hématite rouge, connue en Biscaye sous le nom de «vena» ou «campanil» et contenant de 50 à 60% de fer, et l'hématite brune, connue sous le nom de «rubio».

(6) RAT P.—Thèse p. 402.

formations qui l'entourent, elle est l'objet d'une exploitation minière, en raison de la minéralisation de son calcaire.

Situé tout à fait au Nord-Est, le Sasiburu est le dernier élément de la zone axiale plissée mis en valeur par l'érosion. La disposition des couches a permis à P. Rat de parler de l'«anticlinal du Sasiburu» (7). Ce dispositif se révèle, en partie, vers le sommet, par l'empilement des couches légèrement incurvées. Mais, dans l'ensemble, les formes sont peu structurales et ceci s'explique par le matériau dans lequel les torrents affluents du Cadagua ont travaillé. Il s'agit de marnes gréseuses avec intercalation de quelques bancs durs, formation dont le comportement rappelle celui des séries schisto-gréseuses déjà étudiées.

D'autres aspects de la région que nous venons d'explorer, au Sud-Est du secteur minier, nous seront révélés en y pénétrant par la pittoresque vallée du rio Regato qui l'incise profondément, parallèlement au Cadagua. Il s'agit d'une profonde blessure latérale qui atteint le coeur du grand anticlinal (8). En aval elle a scié complétement les plis secondaires accolés au pli principal, séparant ainsi du reste du massif le chaînon du Sasiburu dont nous venons de parler. A partir du hameau d'El Regato, les torrents affluents ont dégagé des vallées monoclinales entre les éléments longitudinaux les plus durs. La plus importante de ces vallées est celle du Pedernal, enfoncée en arrière des calcaires d'Arnabal qui prolongent ceux de La Arboleda. Plus en amont, on trouve le même dispositif, en arrière du Burzaco qui semble être le prolongement vers le Nord-Ouest du crêt inverse de l'Apuco. Enfin, tout à fait en amont, le barranco d'Arguirza qui prolonge le Regato, a dépassé l'axe du grand pli et commencé à attaquer, entre l'Ereza et le Grameran, les gros bancs gréseux qui ont donné le grand crêt.

On peut se demander quelles sont les raisons qui ont favorisé le creusement de cette vallée, beaucoup plus profonde que d'autres, situées, de la même façon, sur cette retombée nord-est, et dans les mêmes formations. P. Rat, sur sa carte géologique d'ensemble, indique une faille probable dans son axe. D'autre part, assez près de là, des filons de quartz révèlent des fractures «cicatrisées». Bien qu'ils soient le plus souvent parallèles à la stratification, ils confirment l'existence d'une zone assez affectée par la fracturation locale. Il est donc très vraisemblable que le Regato ait pu déblayer facilement son cours dans des matériaux plus ou moins broyés à l'avance.

II — LA MONTAGNE DE BILBAO

Le tronçon d'anticlinal dit du Ganecorta entre les cluses du Cadagua et du Nervión

Entre les deux cluses du Cadagua et du Nervion se situe ce qu'on pourrait appeler «la montagne de Bilbao» (fig 54). Alors que les monts de Galdames, et toute la région décrite antérieurement, présentent presque exclusivement un paysage minier, la montagne de Bilbao a des aspects plus agrestes dès qu'on s'éloigne des faubourgs. Pour le véritable «montañero» ce n'est que de la «montagne à vaches», mais, pour le bilbaino, sans prétentions à l'alpinisme, c'est le «monte» avec tous ses attraits. Il s'évade le dimanche matin de son «bocho», le trou de la ria dans lequel la ville est construite, et se joint à l'une des bandes joyeuses qui se succèdent de façon ininterrompue jusqu'au refuge alpin (sic!) du Pagasarri, atteint en 4 km, à plus de 600 m d'altitude. Pour y arriver, par un chemin, actuellement accessible aux jeeps, il est passé à côté d'un véritable mur calcaire de plusieurs dizaines de mètres de haut, où l'on peut se donner les joies de l'escalade. Du refuge, il aperçoit dans le lointain le plus haut

---

(7) «Cordillère» sur la carte topographique!

(8) La route qui depuis longtemps permettait d'atteindre le village d'El Regato vient d'être complétée par une route de montagne qui, utilisant l'ancienne plateforme d'une voie d'exploitation minière, conduit, par le vallon en V de l'arroyo del Pedernal, au barrage, en construction, qui alimentera en eau l'agglomération ouvrière, en perpétuelle croissance ,de Baracaldo.

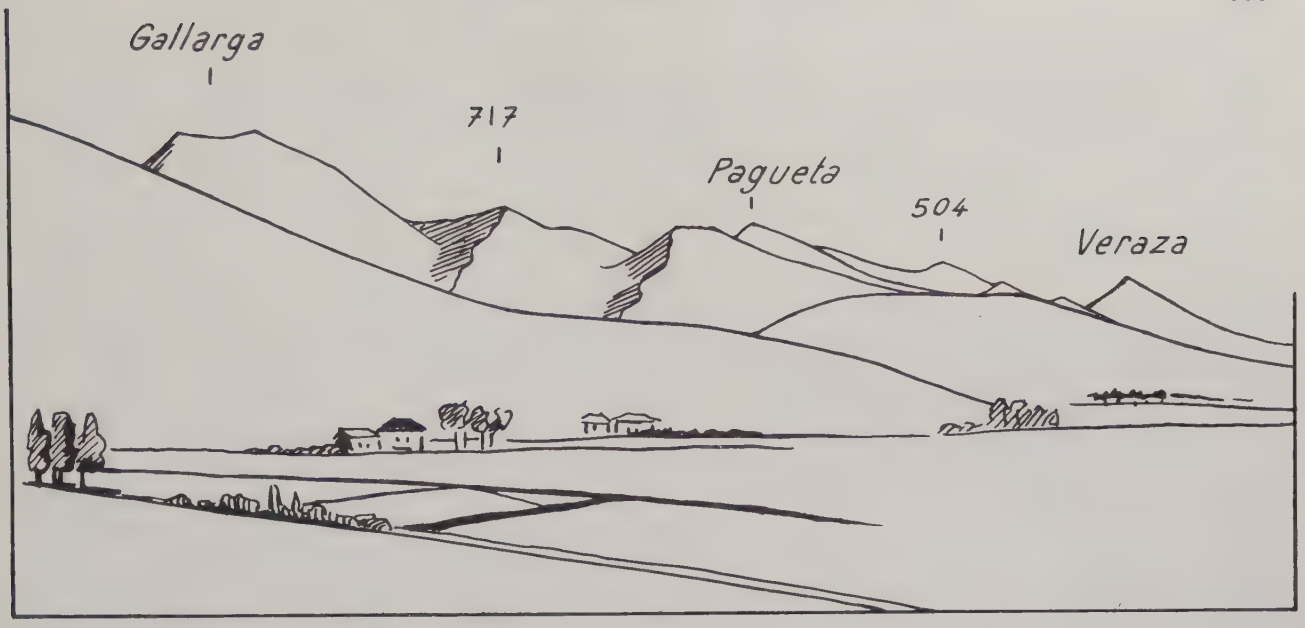


Fig. 57.—LE FLANC SUD-OUEST DE L'ANTICLINAL DU GANECOGORTA (vue prise du Km 20 de la route de Sodupe à Güeñes).

sommet de Viscaye: Le Gorbea (1.475 m) et un à pic de près de 300 m le sépare de la combe de Zollo. Le vrai montagnard ne s'en tient pas là et atteint, par une montée supplémentaire de 3 km, le haut sommet du Ganecogorta à 998 m! Ne sourions pas, car Bilbao est presque à la cote zéro! Il arrive que le Ganecogorta soit en hiver couvert de neige plusieurs jours, et même que l'on puisse y pratiquer le ski!

S'il est commode d'étudier à part cette «montagne de Bilbao», nettement délimitée par ses deux cluses, il est évident qu'elle ne constitue pas un ensemble structural particulier, et qu'on peut s'attendre à retrouver, de ce côté du Cadagua, des dispositifs observés dans le tronçon de Galdames. Les liaisons semblent très nettes, au Sud, où un grand crêt gréseux, culminant au Gallarga (862 m) semble être le prolongement de celui de l'Ereza. Cependant, au lieu d'être, comme ce dernier, soutenu par d'épais chevrons gréseux collés contre lui, il n'est que doublé à distance par une série de contreforts qui s'apparentent d'ailleurs plus à des hogbacks qu'à des crêts. Au-dessous du Gallarga on a ainsi la crête 717, puis le Pagueta, 621 m, et le Veraza, 458 m (9). De plus, on ne trouve pas ici de restes de lentilles calcaires, alors qu'elles étaient le deuxième élément caractéristique du paysage à Ouest. On note donc, dès l'abord, que, si le dispositif structural d'ensemble semble le même, des changements latéraux importants dans la nature lithologique des formations conduisent à des aspects assez différents.

On retrouvera cependant, à quelques kilomètres à l'Est, au Nord de la route de Sodupe à Llodio par Oquendo, deux alignements de calcaires dont le plus élevé semble à peu près situé dans le prolongement de ceux de l'Ereza et de Galdames. C'est la preuve que, malgré des lacunes dues à la façon même dont se sont constitués les édifices urgoniens (10), il existe une certaine continuité des faciès d'Ouest en Est. Nous aurons l'occasion de vérifier encore ce fait en progressant vers l'Est, de proche en proche, jusqu'au Gorbea.

---

(9) On peut en avoir une très belle vue de profil de l'Ouest, du Km 19 de la route de Sodupe à Güenes (fig. 57). L'impression d'avoir affaire à des hogbacks, plutôt qu'à des crêts, provient de ce que les parties que l'on voit de cette vaste voûte, demantelée et presque arasée, sont les parties externes. Le rayon de la courbe étant grand, et l'arc observé réduit, on a l'impression d'un dispositif monoclinal.

(10) En particulier, probablement, au fait que les organismes constructeurs ne pouvaient vivre que dans des limites de profondeur bien déterminées.

Cette continuité relative des faciès et de certains dispositifs structuraux inciterait à penser que *le dispositif d'ensemble* est exactement le même dans les deux tronçons du même anticlinal. Pourtant, l'interprétation de la zone axiale, celle du Ganecogorta proprement dit, pose quelques problèmes. Une crête continue unit, en effet, le Gallarga au Ganecogorta, mais, alors que l'abrupt du Gallarga est tourné vers le Nord-Ouest, celui du Ganecogorta regarde vers le Sud-Est. Les pendages, au surplus, indiquent clairement qu'on est passé d'un côté à l'autre de la zone axiale. Au premier abord et en raison de leur situation, on pourrait interpréter ces formes comme provenant de l'affrontement de deux combes tournées l'une vers le rio Cadagua, l'autre vers le rio Nervion. L'abrupt du Ganecogorta formerait le fond (11) de cette dernière et ses deux côtés seraient, d'une part, au Sud, le crêt qui va du Castillosar au Goicogana et d'autre part, au Nord, celui qui va du Pagasarri à l'Arbolico. L'autre combe, bordée, au Sud par le splendide crêt du Gallarga, le serait, au Nord, par la crête du Restaleco, beaucoup moins nette, il est vrai. Le fond de la combe, lui-même, serait assez peu net, puisque sans abrupt tourné vers la dépression. Ce dernier trait conduit à étudier de plus près la structure de détail (12). On s'aperçoit alors que la retombée nord du grand anticlinal n'est pas immédiate, et même qu'à partir du Ganecogorta les couches amorcent un dispositif périsynclinal, de sorte que l'abrupt du Ganecogorta serait, en fin de compte, un rebord de cuvette. Peut-être s'agit-il aussi d'un relèvement du flanc nord-est. L'étude du dispositif structural révèle, en effet, que, de ce côté, on n'a point de retombée simple, mais que la masse principale est séparée par une faille d'une série de plis secondaires (Coupe IV fig. 55). Dans ces conditions aussi, le bord nord-est de nos deux combes n'est point un crêt interne appartenant à l'anticlinal principal, mais plutôt un crêt externe dû à l'existence d'un synclinal secondaire.

L'énoncé de ces complications locales de structure peut faire penser que nous sommes loin d'avoir affaire à un relief de style véritablement jurassien. Cependant, comme les structures plissées vraiment simples sont peu courantes, réserver à leur description un vocabulaire commode serait nous priver d'un moyen d'expression utile. Nous persisterons donc à parler ici de combes, puisque, dans l'ensemble, on a bien affaire à des dépressions creusées au coeur d'un anticlinal. Il s'agit, cependant, de combes très évoluées. On est bien loin des modestes dépressions «en fond de bateau» perchées au sommet de certains petits anticlinaux du Jura oriental, et se vidant latéralement par un seul ruz. Dans leur état actuel les combes de la montagne de Bilbao sont ce que certains auteurs ont appelé des «combes de cluses». Le passage d'une rivière allogène ayant abaissé rapidement le niveau de base local, la combe a été approfondie latéralement en fonction de celui-ci. Des torrents monoclinaux y ont défoncé les formations wealdiennes, généralement tendres, ne laissant en relief que quelques bancs gréseux durs. Les profils de ces torrents semblent n'avoir jamais été régularisés, car l'enfoncement rapide du cours d'eau principal obligeait les affluents à recommencer sans cesse leur raccordement.

Les complications structurales constatées dans la zone axiale annonçaient celles de la zone nord. Il s'en faut qu'on y trouve une retombée simple. Cependant, les apparences sont trompeuses. On peut, en particulier, observer, en contrebas et au Nord de la ligne de crête du Restaleco - Pagasarri - Arbolico, un alignement presque continu de chevrons calcaires, rappelant l'alignement de Galdames, sur le flanc sud de l'Ereza. En étudiant la structure de plus près, on constatera cependant qu'ils font partie du flanc sud-est d'un synclinal secondaire assez serré, séparé par faille du grand anticlinal (Coupe N.° III fig. 55) et appelé par P. Rat «synclinal d'Iturrigorri» (13). D'autres plis secondaires succèdent au Nord à ce synclinal, mais

---

(11) Nous entendons par fond l'amphithéâtre qui réunit les deux crêts internes.
(12) Nous y avons été aidé par les travaux de P. RAT.— Thèse p. 403.
(13) RAT P.—Thèse p. 406.

ils ne sont pas toujours aussi nets. J. M. Rios en a figuré plusieurs sur sa carte de la région (14) bien qu'il n'ait pu, dit-il, les observer que partiellement, en raison de leur situation dans les faubourgs industriels de Bilbao. P. Rat «ne croit pas qu'ils aient la longue continuité que leur prête» cet auteur. Cette controverse nous confirme que le dispositif structural est peu visible et peu mis en valeur par les formes. Il convient de remarquer, à ce sujet, que nous ne nous trouvons plus dans la bande de faciès wealdien où les séries gréseuses dures donnaient de la fermeté aux formations. En progressant vers le Nord, nous avons retrouvé le «complexe urgonien» dans lequel les calcaires sont les seuls éléments vraiment durs et facilement mis en valeur par rapport aux marnes encaissantes plus ou moins gréseuses. Nous avons vu que ce calcaire se présente sous la forme de chevrons alignés sur une distance d'environ 5 km. Il s'agit d'une lame, d'épaisseur réduite, actuellement presque verticale. Sa continuité, la stratification, et les nombreux éléments brisés observables dans la roche, font penser qu'on a affaire à une sédimentation de type détritique plutôt qu'à des calcaires construits lenticulaires. La position subverticale de cette lame a favorisé son dégagement. Les parties visibles de Bilbao se dressent comme un mur, en contrebas du Pagasarri. Au premier abord, on pourrait croire à un abrupt de faille (15). Il ne faudrait cependant pas s'exagérer l'importance de l'ensemble; ce mur n'a guère plus de 50 m de haut. Il a été divisé partout en tronçons par les torrents qui descendent de la crête Restaleco - Pagasarri - Arbolico, comme s'il s'agissait d'un flanc d'anticlinal simple. C'est ce qui explique que ce qu'il en reste ressemble à une suite de chevrons. Vers l'Est, surtout, les pendages diminuant, les chevrons sont presque plaqués sur le flanc; mais, en face de Bilbao, subsistent de vrais abrupts rocheux et la pittoresque percée de l'Arroyo d'Elegorta renforce cette impression. Ce torrent, en sciant la barre, l'a dégagée en amont et en aval, mais elle se continue en profondeur et le passage en reste marqué par un ressaut, agrémenté, les jours de pluie, d'une très belle cascade, alimentée par les eaux du bassin torrentiel creusé en amont. C'est un des sites les plus pittoresques et les plus fréquentés des amateurs de nature, sur un itinéaire détourné permettant d'atteindre le Pagasarri.

Autre élément du paysage calcaire, le Pagasarri, point de rendez-vous des excursionnistes du dimanche, n'a pour le morphologue qu'une importance réduite dans l'ensemble étudié. Ce fragment calcaire perché, dont les dimensions ne dépassent guère quelques centaines de mètres, semble, si l'on en juge par la disposition des couches, prendre le relais, à l'Est, du synclinal perché des Peñas blancas, situé dans le tronçon de Galdames. Les failles, qu'on peut y observer plus facilement que dans les formations schisto-gréseuses encaissantes, confirment l'existence d'un soulèvement relatif du flanc sud du grand anticlinal par rapport au flanc nord; soulèvement dont nous verrons plus tard qu'il s'accentue vers l'Est, au point que, de ce côté, le tronçon de grand anticlinal dit «anticlinal du Gorbea» est réduit à son flanc sud.

Ces tables présentent l'intérêt supplémentaire de nous permettre d'observer à nouveau, facilement et de près, les effets de la karstification dans les calcaires urgoniens. La faible pente des couches semble l'avoir favorisée. Non seulement les failles et diaclases ont été largement ouvertes, mais les rigoles creusées simplement dans le sens de la plus grande pente y sont presque aussi profondes.

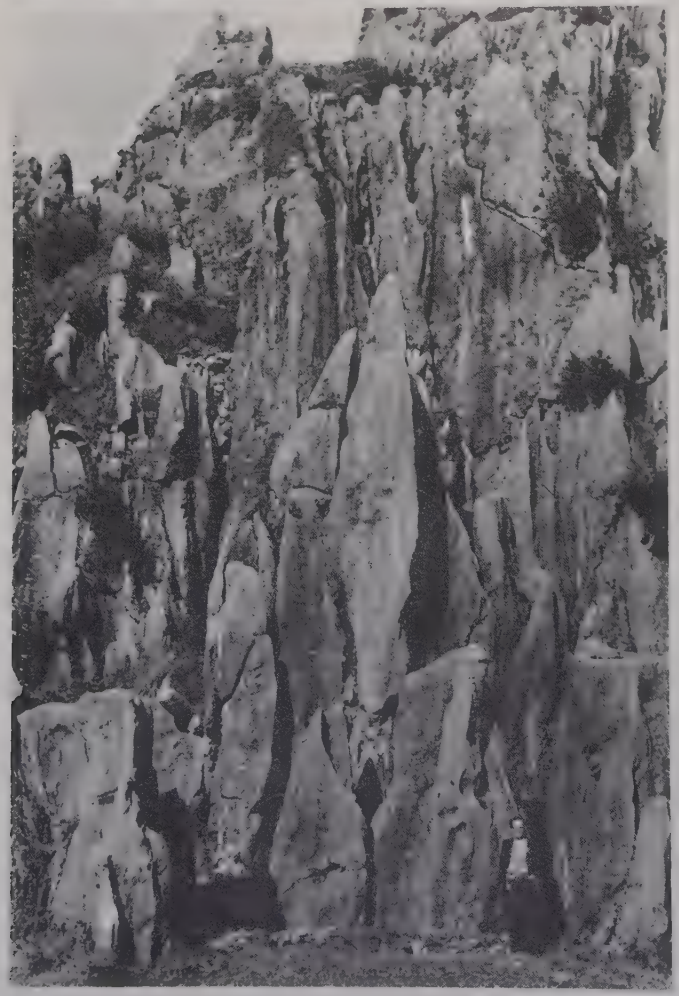
---

(15) Ces formes se détachent d'ailleurs si nettement des autres que les dessinateurs de l'Instituto geografico y catastral, contrairement à leurs habitudes les ont représentées sur la carte à l'aide d'un figuré spécial du genre «figuré de rocher».

(14) RIOS J. M. (1948.—Estudio geológico...

PLANCHE XII

A — Le massif calcaire d'Itxina, vu du Gorbea.



B — Le karst ancien vidé des mines de fer d'Ortuella.

III — LE TRONÇON D'ANTICLINAL DIT DU GORBEA

A — LE DISPOSITIF STRUCTURAL

Nous avons déjà signalé que le grand anticlinal de Biscaye n'a une forme régulière que dans une zone fort peu étendue. A la voûte relativement symétrique existant dans le tronçon de Galdames nous avons vu que succède, en effet, dès qu'on atteint le tronçon de Bilbao, un dispositif assez différent, provenant du soulèvement progressif du flanc nord. Or, si l'on progresse encore plus loin à l'Est, au delà de la cluse du Nervion, on constate que le soulèvement s'est accentué au point qu'on a, jusqu'au Gorbea, l'impression d'avoir affaire à un grand ensemble monoclinal. On s'en rend parfaitement compte de Zollo par exemple, dans la combe du même nom (fig. 54) ; la vue y embrasse, à l'Est, tout un paysage de formes monoclinales de pendage général Sud-Ouest. Au premier plan c'est l'Unceta (765 m), au loin le massif calcaire d'Itxina (1.302 m), au Nord-Ouest du Gorbea. Entre les deux une crête continue domine la vallée de Ceberio, puis, dans son prolongement, celle de l'Arratia supérieur. Ce dispositif monoclinal est encore plus net lorsqu'on l'observe d'Est en Ouest, de Villarreal par exemple, dans la plaine de Vitoria (fig. 4). On a l'impression d'avoir affaire à une cuesta au long revers en pente très douce et dont le front serait constitué par l'abrupt du rebord oriental d'Itxina et par celui des couches d'Aldamin placées sous le petit dôme du Gorbea proprement dit.

A la vérité, ce dispositif n'est pas nouveau pour nous, puisque, dans toute la région méridionale, nous avions aussi affaire à un ensemble quasi monoclinal, considéré comme le flanc sud-ouest, à peine bombé, du grand anticlinal. Mais, lorsqu'on s'approche ici de ce qui est ailleurs la zone axiale, on n'y trouve pas de voûte ,sauf dans les couches profondes du Wealdien mises à jour dans la vallée de l'Arratia. Ce nouveau trait de structure a été bien étudié par P. Rat (16). Il a montré qu'une grande faille tranche l'anticlinal du Gorbea «en escamotant pratiquement le flanc nord-est». La brisure est très franche. La faille au tracé rigide, aurait un rejet de plus de 500 m.

On a donc pratiquement deux compartiments distincts, au Nord et au Sud de la grande faille. Les différences au point de vue structural y sont très grandes. Le compartiment nord, celui de Dima et de Durango, est en effet de structure tourmentée et morcelée, en contraste total avec le monoclinal sud. Ce contraste n'est, d'ailleurs, que l'accentuation d'un trait qui existait aussi dans les autres tronçons. On se souvient, en effet, que c'est déjà dans la partie nord du grand anticlinal qu'étaient localisés les plissotements et les fractures. P. Rat pense, à ce sujet, que la poussée tectonique principale ayant été dirigée vers le Nord-Est, et la couverture ayant buté contre les prolongements occidentaux du bâti primaire des Pyrénées basques, les différences de style doivent être atribuées au poids énorme de la série crétacée méridionale qui se serait «déplacée en bloc par une simple translation avec à peine un léger redressement des strates», tandis que les couches plus minces, placées en avant, auraient été plissotées et brisées. Dans la région du Gorbea, cependant, l'importance de la brisure lui fait supposer qu'il ne s'agit pas simplement d'un accident de couverture mais d'un rejeu du socle hercynien. Et, puisque nous évoquons la structure profonde, signalons, à cette occasion, que le même auteur propose une explication fort séduisante d'une série de faits, en rapport avec la position élevée du massif du Gorbea. Il pense qu'un axe transversal de surélévation, orienté Nord-Sud, existait déjà dans le bâti hercynien avant le paroxysme pyrénéen. Cette surélévation aurait favorisé la construction des édifices urgoniens du Gorbea et du Duranguesado. C'est aussi selon cet axe, constituant une ligne de faiblesse, que se seraient fait jour, au Sud et au Nord de la zone soulevée du Gorbea, le dôme diapirique de Murguia et l'anticlinal diapirique de la ria de Guernica.

---

(16) RAT P.—Thèse Quatrième partie Chapitre II.

Revenons, pour l'instant, à l'anticlinal faillé (on pourrait presque dire au «faux anticlinal») du Gorbea. A l'Ouest, vers Areta, les pendages augmentent lorsqu'on s'approche de l'axe anticlinal, comme ils le font dans la zone centrale (17). On se trouve dans une zone intermédiaire entre celle où l'anticlinal est net et celle où il a été «escamoté». Sans faire partie d'une véritable voûte, les couches de l'Unceta, relevées à près de 70°, sont l'équivalent, sinon le prolongement à l'Est, de celles qui donnent les crêts situés au Sud du Ganecogorta et, en particulier, le Goicogana. La crête de l'Unceta a été dégagée par le creusement de la petite vallée monoclinale de Ceberio. Cette dernière étant placée exactement dans le prolongement de l'une des vallées monoclinales de la combe de Zollo, mais aussi presque sur l'emplacement de la grande faille, on ne sait quelle part on doit attribuer dans son creusement aux facilités qui ont résulté pour son déblaiement de la faible résistance des formations relativement tendres du Wealdien ou des dislocations de la zone faillée.

Le revers du «crêt» de l'Unceta est plus intéressant parce qu'orné d'une série de beaux chevrons calcaires, provenant de la division d'un long banc urgonien du genre de celui de Gal-

(17) C'est probablement ce qui avait incité RIOS J. M. en 1948, à interpréter ses relevés de terrain en prolongeant le grand anticlinal vers l'Est. Mais cette interpretation a été abandonnée dans la carte géologique d'Orozco, établie en 1959, et à laquelle il a collaboré; ces régions y sont considérées comme monoclinales.

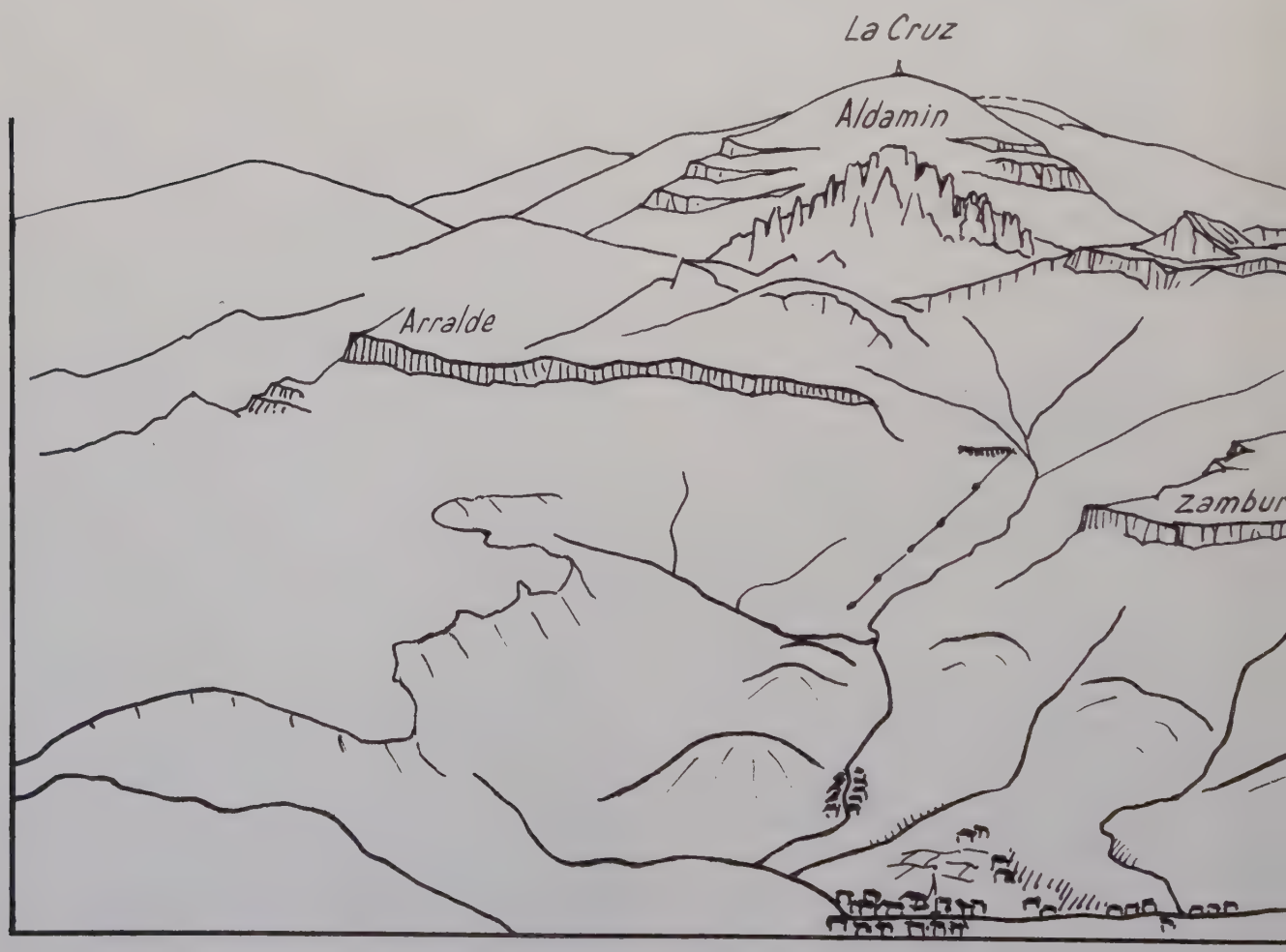


Fig. 58.—LE MASSIF DU GORBEA.

dames. Comme à Galdames, aussi, les torrents anaclinaux pénètrent en arrière de la barre où ils ont dégagé de petits bassins. Ces formes sont faciles à observer de la vallée inférieure de l'Altube, d'Orozco à Areta. La rivière butte au pied du versant raide qui contraste avec la dépression creusée dans les marnes, au Sud, au pied du massif schisto-gréseux.

B — LE MASSIF DU GORBEA

De proche en proche, l'étude de la zone médiane nous a conduit à l'Est, au Gorbea proprement dit, où le calcaire envahit brusquement le paysage. On s'en rendait d'ailleurs compte de fort loin. La blanche table d'Itxina (Pl. XII - A) (18) se remarque déjà dans le paysage des

(18) Ichin, selon la carte topographique, la seule à adopter cette graphie, ce qui nous conduit exceptionnellement à préférer l'autre, en raison des nombreuses publications, et en particulier des guides de montagnes, qui l'ont utilisée.

D'après un croquis pris du Nord-Est par Apraiz.

confins de la dépression de Zollo, à 40 km à l'Ouest. On en apprécie évidemment mieux le volume en progressant à, l'Est d'Orozco, dans la vallée de l'Arnauri qu'elle domine de 600 m vers Urigoiti. Cette table n'est cependant qu'une partie de l'ensemble appelé habituellement Massif du Gorbea, édifice volumineux dont on a une meilleure idée en le contemplant du Nord-Est (19) Dans cet ensemble, trapu et étagé, le calcaire apparaît en plusieurs paliers, à la façon des couches dures de biscuit qui soutiennent de loin en loin une pièce montée de pâtisserie. A mi-pente on a d'abord une véritable cuesta dont l'entablement est constitué par un banc de 20 à 30 m d'épaisseur. Ce banc, et donc le front de la cuesta, s'élève lentement vers le Sud-Est. En 4 km son altitude passe de 650 m à 750 m (Zamburu). Interrompu à partir de ce point sur plus de 2 km, il semble relayé, plutôt que prolongé, par un banc semblable qui se termine 4 km plus loin, à Arralde (941 m) (Coupes fig. 59). Dans l'intervalle, le rio Arratia a ouvert un petit bassin suffisamment étendu pour qu'on ait pu installer à sa sortie un petit barrage et une centrale électrique. Cette interruption et cette non continuité entre les deux bancs ne sauraient beaucoup nous étonner, en raison de ce que nous savons de la genèse de ces calcaires dans nos régions, genèse «dans un milieu de sédimentation terrigène intense» ayant conduit à des passages latéraux de faciès nombreux et souvent rapides. Le massif du Gorbea a justement fourni à P. Rat, qui a étudié très soigneusement ces passages (20), quelques-uns de ses meilleurs exemples. Il ne nous appartient pas de reprendre ici ses études, mais leur connaissance nous évitera de rechercher des interprétations d'un autre genre, se fondant par exemple sur une fracturation postérieure à la sédimentation. Une certaine fracturation existe, il est vrai, dans les grandes masses calcaires qui n'ont pu être déplacées sans se briser; mais il semble que l'explication par changement latéral de faciès soit ici la bonne.

Une indépendance du même genre existe entre les bancs ou masses calcaires supérieures. Le beau massif karstifié d'Itxina, placé au-dessus de la cuesta de Zamburu, ne se trouve pas, stratigraphiquement, au même niveau que la masse calcaire de l'Aldamin, située au-dessus de la cuesta d'Arralde. Quelques liaisons latérales peuvent cependant être supposées. Elles confirment les changements rapides de faciès par indentation. Ainsi, la prolongation de la masse d'Aldamin serait plutôt à rechercher dans le banc peu épais qui constitue la corniche de la campa de Arraba (21) et se termine en sifflet au Nord-Est, à 200 m au-dessous des calcaires d'Itxina. Ce banc n'est, d'ailleurs, que la première assise du tertre à quatre gradins, également formés de bancs urgoniens, qui supporte ce massif. En revenant vers le Sud-Est on retrouverait certaines de ces assises, soit au-dessus de la campa, soit soutenant le dôme gréseux dit de la croix du Gorbea. P. Rat s'est livré à un délicat travail de synthèse, concrétisé dans un «schéma interprétant les relations entre les masses calcaires» (22). Il y montre comment elles s'indentent au milieu des formations terrigènes, jusqu'au moment où celles-ci prennent définitivement le dessus pour constituer le complexe schisto-gréseux supra-urgonien. C'est dans ce complexe qu'a été modelé le dôme qui couronne, à 1.475 m., l'édifice compliqué du massif. Vues du Nord-Est, les formes douces et arrondies de cette coupole contrastent avec les gradins calcaires. Pourtant, le dispositif monoclinal est le même. C'est un exemple de plus de l'influence des facteurs purement lithologiques sur la morphogénèse, influence que nous avons déjà signalée à propos de l'ensemble de la bande schisto-gréseuse.

---

(19) Croquis d'ensemble fig. 58 d'après celui d'APRAIZ, du Bilbao Alpino Club, dans «Sierra de Aralar y Macizo del Gorbea» 1950. Voir également deux coupes d'après RAT P. fig. 59.

(20) RAT P.—Thèse chapitre IX.

(21) La campa de Arraba est un revers de cuesta donnant une sorte de balcon situé à près de 1100 m d'altitude, entre la Peña calcaire Lekanda (1302 m), point le plus élevé du massif karstique, et le dôme gréseux du Gorbea (1475 m). Le banc calcaire qui soutient ce balcon n'a pas été entièrement dépouillé par l'érosion de sa couverture marno-gréseuse. C'est la raison pour laquelle, malgré l'existence de quelques dolines, elle n'est pas entièrement dépourvue d'eau ni de végétation. Cela a incité à en faire un relais pour les nombreux excursionnistes qui visitent ces parages, en y construisant quelques refuges. On a même pu y installer vers 1900 un sanatorium et une chapelle, actuellement en ruines.

(22) RAT P.—Thèse fig. 40 p. 289.

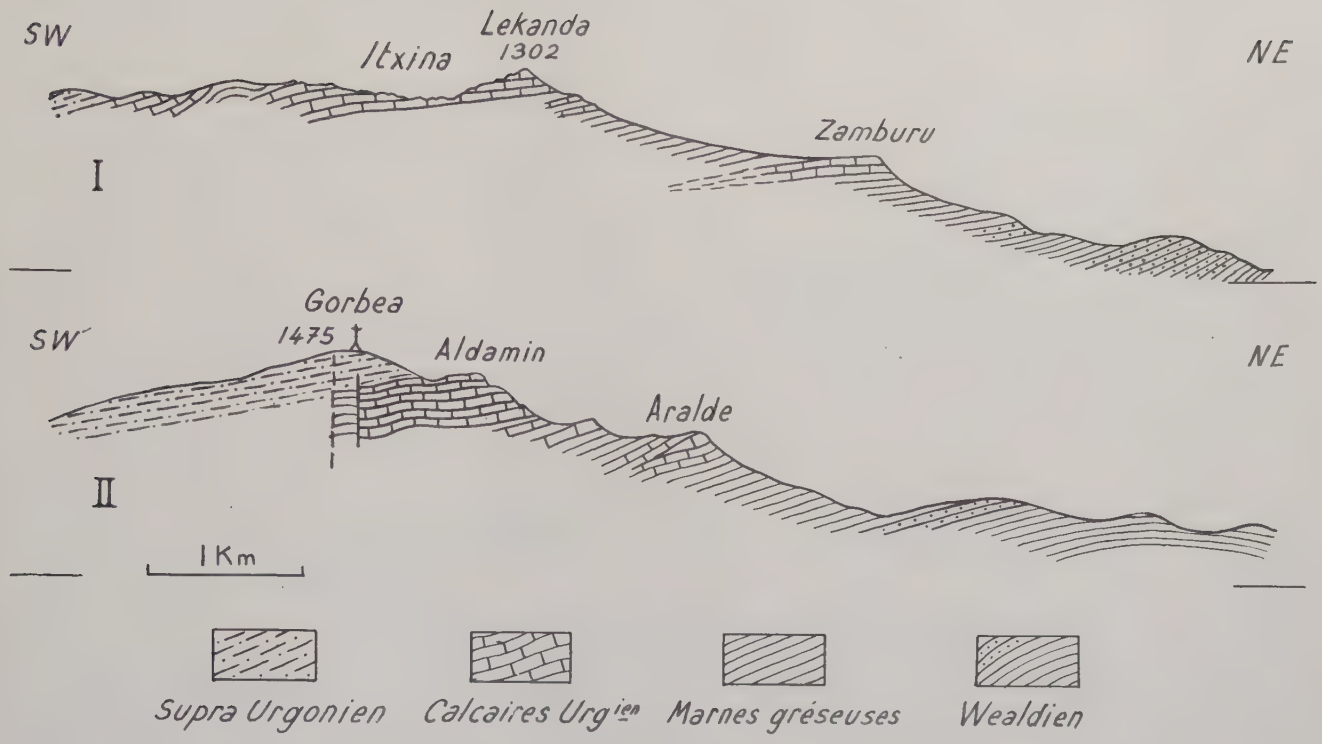


Fig. 59.—COUPES DU MASSIF DU GORBEA. D'après P. Rat.

Ici encore cet ensemble se comporte à la facon d'une roche homogène, les inégalités dues aux différences de dureté des bancs, le plus souvent peu épais, étant effacées par les régolites et les sols épais. Nous avons, au surplus, signalé que le complexe supra-urgonien comportait moins de gros bancs durs au Nord et à l'Est. Dans cet ordre d'idées, les formes du Gorbea sont l'équivalent des formes molles déjà décrites, du Santa Marina et du Cucucecuacha qui font partie, à l'Ouest, de la même bande lithologique.

Mais c'est du Sud-Ouest, des hauteurs du diapir de Murguia - Vitoriano, par exemple, qu'on aura la meilleure idée de cette partie du massif. On se rendra compte que le dôme sommital est entouré d'autres dômes du même genre: Berretin (1.223 m) au Sud-Ouest et Oquete ou Gorbea txiki (petit Gorbea, 1.020 m) au Sud-Est.

C — LE PETIT MASSIF KARSTIQUE D'ITXINA

Le massif calcaire d'Itxina, profondément attaqué par la dissolution karstique, mérite une étude à part. Il a d'ailleurs acquis une réputation justifiée auprès des «montañeros» basques, en raison, d'abord, de sa pittoresque situation. D'une altitude moyenne de plus de 1.000 m il se dresse, tel un château-fort inaccessible, à la pointe d'un éperon, dominant de plus de 600 m la vallée de l'Arratia au Nord-Est, et le bassin de l'Arnauri à l'Ouest (fig. 60 et Pl. XII - A). Du côté de l'Arratia, le piédestal de la cuesta de Zamburu rompt l'à pic, mais n'enlève rien de sa majesté à l'ensemble. Dans cette position élevée, cette masse calcaire isolée, de couleur claire, attire le regard à des dizaines de kilomètres à la ronde. A la vérité, cela n'aurait peut-être pas été suffisant pour assurer sa popularité. Des massifs calcaires plus volumineux ont beaucoup

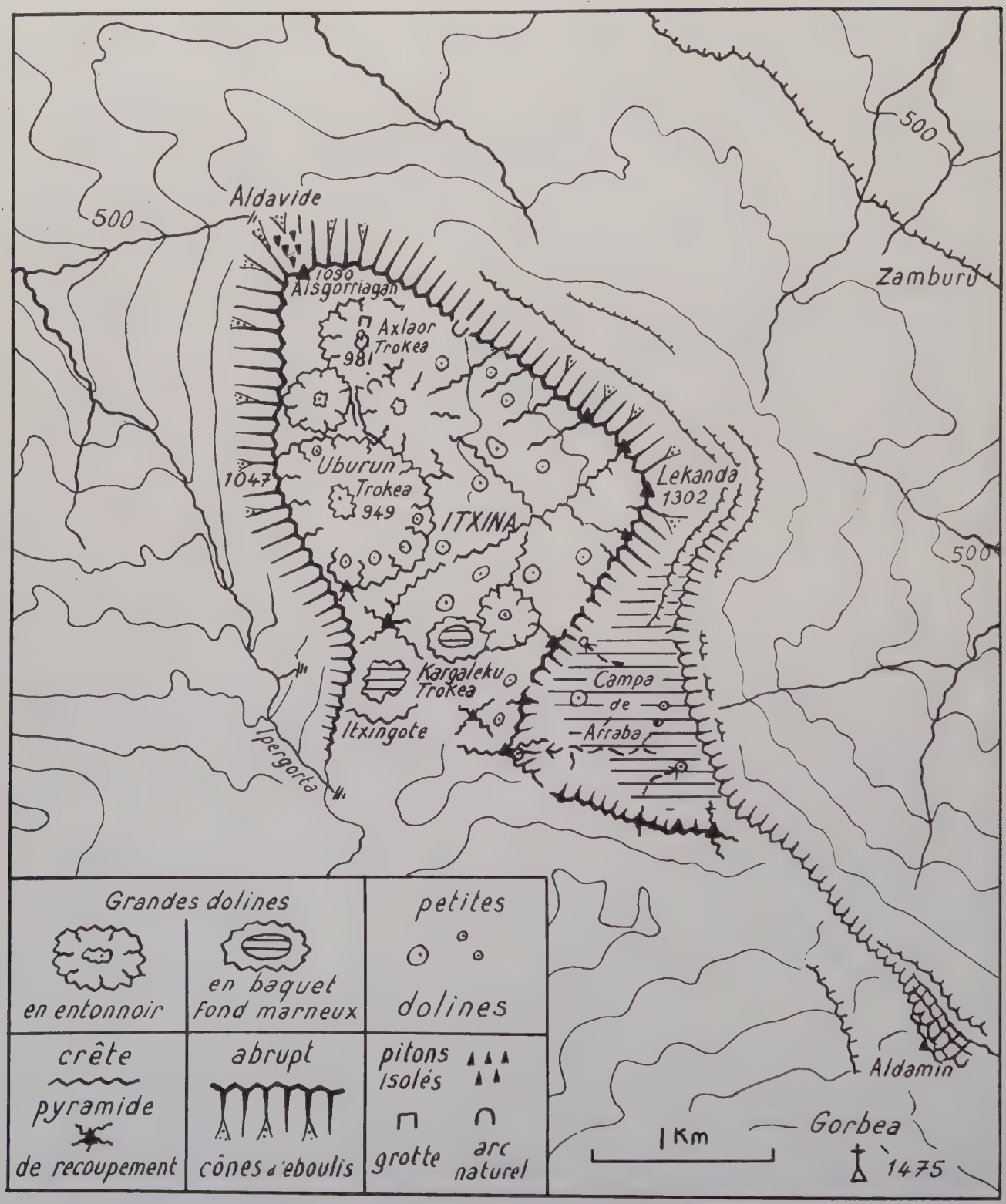


Fig. 60 —CARTE MORPHOLOGIQUE DU MASSIF KARSTIQUE D'ITXINA.

moins tenté les alpinistes. Mais Itxina bénéficie de la proximité du Gorbea proprement dit, le plus haut sommet de Biscaye, et ils ont pour accès commun la campa de Arraba, relais agreste déjà évoqué, qu'on atteint à travers une admirable forêt de hêtres baptisée «El Paraiso» (Le Paradis) (23).

Avant même que les alpinistes y affluent, les descriptions plus ou moins hyperboliques des quelques bergers qui y conduisent leurs troupeaux à la belle saison, ont incité les grands «voyageurs» à mentionner ce massif, bien souvent sans l'avoir visité eux-mêmes. Ce fut l'époque héroïque des légendes évoquant des grottes profondes dans lesquelles «vingt-quatre chevaux pourraient entrer de front» et où chaque explorateur retrouvait dans un abîme profond le squelette de son prédécesseur. Les choses ont bien changé depuis! «Les montañeros» ont parcouru le massif en tous sens et en ont décrit les pitons et les dolines (24). Quant au karst profond, il est, depuis quelques années, l'objet d'une étude acharnée et méthodique de la part de plusieurs groupes de spéléologues (25). Dans ce dernier domaine, et comme, en matière de karst, il est toujours difficile de tirer de faits isolés des conclusions générales, il sera intéressant de comparer entre eux les résultats obtenus, lorsqu'ils seront assez nombreux. En tout cas, le travail ne manque pas, puisque les spécialistes ont déjà catalogué plus de cent ouvertures.

Il n'est peut-être pas inutile, pour l'instant, de dégager quelques traits essentiels de la structure de ce massif susceptibles d'aider à replacer dans l'ensemble les études de détail déjà faites et d'orienter les recherches futures.

Comme celles de toutes les masses urgoniennes, les formes d'Itxina ne sont pas faciles à décrire. On a, au premier abord, l'impression d'avoir affaire à un gros banc. Vu du sommet du Gorbea proprement dit, par exemple, son profil s'insère parfaitement dans le pseudo monoclinal qui constitue toute cette zone. On a l'impression d'un élément de cuesta au milieu d'autres (Pl. XII - A). Cependant, si on tourne autour de l'édifice, l'impression de table simple disparaît. Ainsi, vers le front de la pseudo cuesta, la table a une assez forte pente en direction Nord-Ouest, tandis que le bord Ouest est presque horizontal. Ces faits seraient difficiles à expliquer autrement que par un mouvement de torsion si on avait vraiment affaire à un paquet de couches d'épaisseur uniforme, et si la surface supérieure était une surface structurale. A la vérité, il doit s'agir plutôt d'un morceau de lentille dont il est assez difficile de deviner la forme originelle. P. Rat a pu étudier son amincissement vers le Sud, où elle s'intrique dans des formations marno-gréseuses (26), mais, vers le Nord, elle a été trop rongée sur les bords. En résumé, ce qui en subsiste actuellement n'a que grossièrement l'allure d'une table, inclinée approximativement vers l'Ouest et probablement attaquée irrégulièrement en surface. Il est cependant possible de préciser un peu la position de l'ensemble en s'intéressant aux assises inférieures plutôt qu'au sommet décharné du massif. Sans être absolument franc, le passage des calcaires aux marnes peut être apprécié sur le terrain et, avec l'aide de la carte (fig. 60), on constate qu'il se situe vers 1.150 m, au pied de la Peña Lekanda (1.302 m), à l'Est, et seulement vers 850 m, au pied de l'Aisgorriagan (1.090), au Nord-Ouest. Il se confirme donc que la pente générale est assez forte et plutôt en direction Nord-Ouest.

L'existence de cette pente très nette de la masse originelle a certainement eu une influence sur le développement de la karstification. Il est superflu d'en rechercher les traces en surface, celle-ci n'étant plus constituée que par les formes dues au recoupement de très gran-

---

(23) Il est malheureusement à craindre que le paradis ne devienne un désert, avant d'être replanté en pins, comme toutes les montagnes de Biscaye, car les hêtres, très sévèrement taillés, ne sont pas renouvelés.

(24) D'excellents croquis du Massif d'Itxina ont été publiés dans les guides déjà cités: «Sierra de Aralar y Macizo del Gorbea» par APRAIZ du Bilbao Alpino Club - 1950, et: «Montañas del País Vasco». «Travesías». Ediciones Cumbre. Bilbao 1953.

(25) Nous avons eu accès au fichier de celui de la Diputación de Vizcaya, déjà riche en relevés et compte-rendus d'explorations.

(26) RAT P.—Thèse p. 258 et fig. 40.

des dolines. D'ailleurs, ce que nous avons dit précédemment de l'ancienneté du karst en Biscaye (27) et des climats sous lesquels il a dû commencer à se développer, ne permettrait guère de supposer l'existence d'un ruissellement s'organisant sur la surface en pente d'une lentille venant d'être dégagée par l'érosion différentielle.

Il paraît moins inutile de se demander si l'utilisation des plans de stratification en pente, à l'intérieur de la masse calcaire, n'a pas eu une influence sur le développement des cavités souterraines. Cette hypothèse est confirmée par la localisation des principales exurgences sur le flanc Ouest du massif; l'une d'elles, Aldavide, au Nord-Ouest; les autres, au Sud-Ouest, alimentant en partie l'arroyo d'Ipergorta. L'altitude de ces exurgences permet de supposer que l'écoulement se fait actuellement au niveau des couches imperméables, et donc que toute la masse calcaire a été traversée. D'autres faits le confirment. Ainsi, au gouffre de Lezandi, au lieu dit Urikobaso, au Nord-Ouest de la Peña Lekanda, le Groupe Spéléologique de la Diputación de Vizcaya a atteint une profondeur de 274 m à la verticale, ce qui semble correspondre à l'épaisseur totale des calcaires à un endroit où elle est la plus grande. En ce même point, la longueur des galeries déjà explorées (700 m). dit assez le developpement atteint par le réseau souterrain. Ce développement a dû être plus rapide vers l'aval, où, dès qu'un écoulement continu a pu s'organiser, le renouvellement de l'eau, et donc la dissolution, était plus rapide. Ceci expliquerait la présence des dolines les plus grandes: Aslaor Trokea et Uburun Trokea (cette dernière large de plus de 500 m et profonde de près de 100 m), sur le bord ouest du massif. Cependant, l'évolution karstique étant maintenant fort avancée, et l'immunité karstique jouant pour les parties hautes à partir du moment où les eaux peuvent s'enfouir immédiatement en profondeur, il n'est pas étonnant que les parties est du massif, sans présenter des formes aussi caractéristiques, soient aussi très profondement burinées. La dissolution a eu le temps d'y rattraper le retard pris à l'origine sur le secteur aval.

Le résultat final est un karst très évolué. Il est donc probable que l'on n'a plus que les apparences d'un massif; la structure interne ressemblant plus à celle d'une pierre ponce, d'une scorie ou d'une éponge, qu'à celle d'un paquet de dalles massives. La grotte la plus accessible, celle de Supelegor, dans la doline Aslaor Trokea, peut, à une échelle réduite, donner une idée de la façon dont cet ensemble est rongé, même très près de la surface supérieure. Sous une dalle un peu plus résistante, formant toit, la multiplication des galeries horizontales montre la part du vide dans l'édifice actuel.

Il est, cependant, un secteur dans lequel le karst a un caractère assez différent. C'est, au Sud-Ouest, celui où les calcaires s'amincissent en sifflet pour s'intriquer dans les marnes. Alors que les grandes dolines du Nord-Ouest ont des formes en entonnoir, celles du Sud-Ouest comme Kargaleku Trokea et Ixingote, ont, de ce fait, des formes «en baquet», le fond du baquet étant constitué par les marnes.

Que doit-on penser, en résumé, de l'évolution morphologique de ce petit massif, par rapport à celle des secteurs adjacents? Elle paraît très avancée, puisque le calcaire a été traversé dans toute son épaisseur. Cependant, ce qui en subsiste est resté perché par rapport aux formations encaissantes. C'est donc que le calcaire joue encore, ici, le rôle de roche dure.

On peut être étonné qu'il en soit ainsi lorsqu'on constate l'état de décharnement dans lequel la dissolution chimique a laissé le massif. On ne doit cependant pas oublier que s'il est particulièrement sensible à cette dissolution il l'a été beaucoup moins à d'autres facteurs de l'érosion différentielle, dont les actions se sont au contraire exercées avec succés sur les formations voisines. L'érosion linéaire, d'une part, a assez peu de prise sur les calcaires, surtout lorsqu'ils sont massifs. Il est donc très probable qu'au cours de certains épisodes de la période humide et froide du Quaternaire, cette érosion linéaire a déblayé facilement les marnes gréseuses encaissantes, tandis qu'elle laissait les calcaires en relief; et ceci malgré la

(27) Livre II - Chap. I.

forte dissolution karstique favorisée par ce climat, à laquelle s'est ajoutée, par moments, la désagrégation par le gel. D'autre part, l'immunité karstique des parties élevée, où l'eau ne stationnait pas, ralentissait la destruction de l'ensemble.

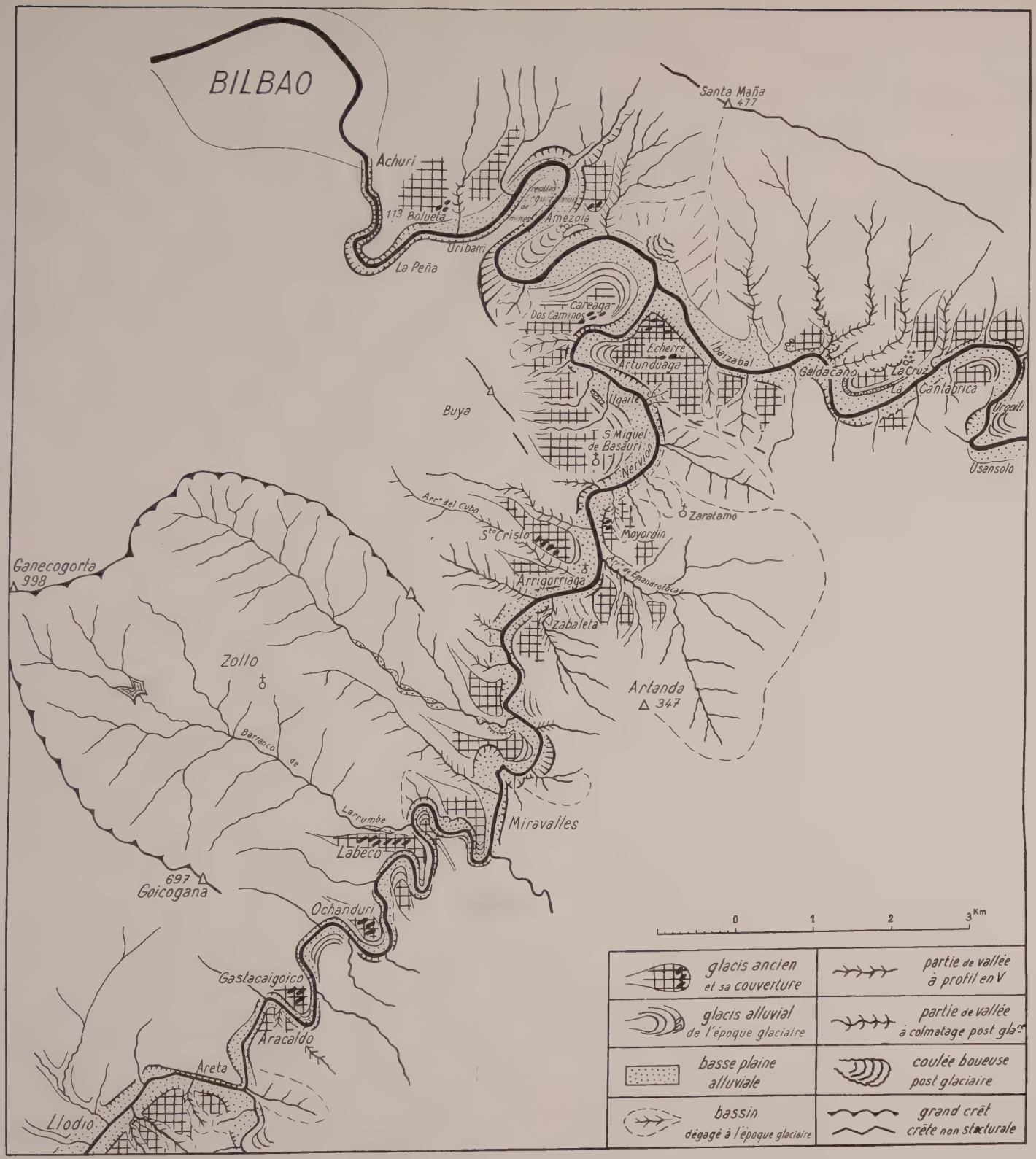


Fig. 62.—CARTE MORPHOLOGIQUE DE LA MOYENNE VALLÉE DU NERVION.

CHAPITRE VIII

LES GRANDES VALLÉES ET LES CUVETTES DE LA ZONE CENTRALE

L'évolution morphologique

Au cours de la description des formes du grand anticlinal démantelé situé au coeur de notre domaine, nous avons volontairement laissé de côté l'étude des grandes vallées. Il nous semblait, en effet, que cette étude devait être orientée dans un sens différent de celui adopté pour les formes des parties hautes du relief. Celles-ci ont été modelées au cours d'une reprise d'érosion tellement énergique qu'il est intéressant d'y rechercher comment la structure a été mise en valeur, sans espoir d'y trouver des traces d'étapes très anciennes sur des reliefs qui proviennent souvent du recoupement de formes en creux. Il n'en est pas de même dans les vallées très profondes, et surtout dans les cuvettes creusées en zone tendre, au pied des grands reliefs, dans lesquelles ont pu être conservées quelques formations corrélatives des épisodes de la morphogénèse. Nous avons déjà constaté que c'était le cas, dans le secteur occidental de notre zone médiane, en ce qui concerne le Valle de Carranza. Nous verrons maintenant ce qu'il en est dans le secteur central. Dans ce dernier, la disposition même des grandes artères du réseau hydrographique mérite qu'on s'y intéresse, car le fait qu'elles tranchent le grand anticlinal par des cluses semble impliquer la conservation de traits anciens.

I — LA MISE EN PLACE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

L'étude des grandes cluses ne doit pas être séparée de celle de l'ensemble du réseau hydrographique qui draine la région s'étendant du secteur central de la grande cuesta au grand anticlinal. Ce tracé est, au premier abord, assez curieux (Fig. 4). En amont, huit cours d'eau, provenant du talus de la haute cuesta, traversent l'avant-cuesta, ils sont tous anaclinaux et se dirigent vers le Nord-Est. Une première hièrarchisation se produit dès le passage dans la bande tendre qui sépare l'avant-cuesta des alignements de hogbacks; au sortir de cette bande, ils ne sont déjà plus que cinq. Cette hièrarchisation s'accentue dans la bande tendre située au Sud du grand anticlinal, de sorte que le réseau est réduit à deux cours d'eau seulement, le Cadagua et le Nervion, dans la traversée de cet anticlinal.

P. Rat a été le premier à s'intéresser à ce tracé et a tenté de l'expliquer par le jeu des captures. Se fondant sur la direction à peu près commune des cours principaux dans leur partie amont, il suppose qu'à l'origine ils se sont tous établis sur une surface régulière, inclinée dans cette direction, et que chacun d'eux traversait indépendamment la zone anticlinale (1). Il attribue

(1) RAT P.: (1925) Sur la morphologie et l'hydrographie de la chaîne cantabrique.

à une capture postérieure le coude du rio Izalde qui abandonne, avant Oquendo, sa direction vers le Nord-Est pour couler, au Nord-Ouest, vers Sodupe (fig. 54). La partie supérieure du cours d'eau aurait été capturée par un affluent «subséquent» du Cadagua. Mais la preuve de cette capture, reputée trop ancienne pour que subsiste la partie aval ancienne, ne peut être apportée. P. Rat reconnaît, d'ailleurs, que toute hypothèse fondée sur la seule observation du tracé actuel du réseau hydrographique est fragile. On pourrait, peut-être, admettre plus facilement une hypothèse de ce genre en ce qui concerne le cours moyen du Cadagua, lequel aurait pu se poursuivre autrefois par le cours actuel du Mercadillo, jusqu'au moment où un affluent du Cadagua inférieur actuel l'aurait capturé. Mais, ici encore, si la capture a eu lieu, elle s'est produite il y a si longtemps qu'il est à peu près impossible d'en apporter la preuve. Un seuil de 150 m environ de dénivellation sépare, en effet, actuellement, les deux bassins. Nous n'y avons trouvé aucune formation alluviale pouvant rappeler le passage d'un Cadagua ancien.

Les hypothèses de ce genre sont fondées sur la conception, à notre avis trop théorique, d'un écoulement s'organisant sur un versant plan, constitué par une surface d'érosion parfaite où rien ne subsiste d'un modelé ancien, surface simplement basculée avant la reprise. Cependant, Davis lui-même ne considérait pas qu'une pénéplaine puisse être un plan parfait. Il est vrai qui, si son concept de la pénéplaine modelée sous climat tempéré dit «normal» a été à peu près abandonné, les progrès de la géomorphologie climatique ont montré que de véritables pénéplaines peuvent être modelées sous climat tropical, d'autres surfaces, moins parfaites peut-être, pouvant l'être aussi sous climat subdésertique. Rien n'empêche d'admettre qu'en Biscaye une surface de ce genre ait pu être élaborée durant la très longue période sur laquelle nous ne possédons que très peu de renseignements, et qui s'étend de la fin de la sédimentation éocène au Quaternaire. C'est d'ailleurs ce que nous a déjà fait supposer l'existence de formes mûres au sommet de la cuesta. Cette maturité, non poussée jusqu'à l'arasement parfait, et l'absence de dépôts de type tropical, incitent à admettre qu'il s'agit plutôt d'une surface d'érosion élaborée sous un climat semi-aride. Si, sous un tel climat, la «pédiplanation» parfaite n'est jamais atteinte en roche relativement homogène, le stade ultime étant un système de glacis divergents (2), il doit, à plus forte raison, en être ainsi lorsqu'on a affaire à des formations lithologiques variées de duretés très différentes.

Il semble, en particulier, invraisemblable, que, dans un ensemble monoclinal constitué par une alternance de bancs durs, calcaires ou gréseux, et de formations tendres, marneuses ou schisteuses, les premiers, auxquels s'adossent les glacis structuraux modelés dans les derniers, ne restent pas toujours légèrement en saillie lorsque le relief s'adoucit. C'est, à notre avis, ce qui a dû se passer dans le secteur que nous étudions. S'il a existé une surface d'érosion, elle devait laisser transparaître une trame structurale. En ce qui concerne la zone monoclinale, celle-ci devait consister en barres dures en travers de la pente, barres qui ont été, à l'origine du tracé de détail en baïonnette des cours d'eau. On se souvient, en effet, des remarques faites concernant les changements latéraux de faciès dans les calcaires de l'avant-cuesta, mais surtout dans les formations schisto-gréseuses qui leur succèdent au Nord. Il est probable que les écoulements se sont frayé un passage vers l'aval en cherchant, dès le début de la reprise d'érosion, les points faibles de ces barres. S'ils ont pu, parfois, passer tout droit, ils ont dû, le plus souvent, glisser un moment latéralement, les points faibles des barres successives ne se trouvant que rarement sur la même ligne de pente. Cette adaptation à la structure de détail, devait d'ailleurs n'être, en certains endroits, qu'une réadaptation, des traits du modelé mûr ancien étant conservés, surtout si le sens de la pente générale n'avait pas beaucoup changé. On sait que c'est le propre des reliefs structuraux monoclinaux de réapparaître, assez semblables à eux-mêmes, au cours des cycles d'érosion successifs. Il y a donc eu adaptation ou réadaptation à la structure dès le début de la reprise d'érosion, et non cette «indifférence» qui n'aurait pu provenir que d'une véritable surimposition à partir d'une couverture

(2) TRICART, J. Le modelé des régions sèches. Fasc. II p. 54.

discordante, dont il n'existe aucun témoin, et qui oblige à supposer des captures postérieures pour expliquer les coudes.

Nous pensons que l'existence d'un relief résiduel lorsqu'a commencé la reprise d'érosion, est encore plus vraisemblable dans la zone du grand anticlinal de Biscaye. La masse axiale des gros bancs gréseux du tronçon dit de Galdames, renforcée, sur ses deux flancs, par les contreforts des grosses lentilles calcaires de l'Urgonien, nous semble avoir les caractères requis pour constituer un beau monadnock de résistance. Le tronçon dit «de Bilbao» est plus facile à attaquer, mais non moins solide en son centre, constitué des puissantes assises gréseuses du Ganecogorta.

Entre ces monadnocks devaient exister des seuils. Or, la pente générale devait être à peu près de même sens que l'actuelle. Il semble donc vraisemblable d'admettre que les cluses actuelles occupent l'emplacement de seuils conservés du stade précédent.

En considérant ainsi que les formes actuelles ne sont que des formes anciennes retouchées, et que le réseau hydrographique a suivi, en partie au moins, le tracé de celui qui l'a précédé, nous ne croyons pas éluder les problèmes. Cette conception de l'évolution nous semble, au contraire, se rapprocher plus de la vérité que celle qui consisterait à la considérer comme une succession d'épisodes érosifs dont chacun, s'exerçant au départ sur un relief nouvellement créé, à la suite d'une crise orogénique, le réduirait à une surface parfaite.

Cependant, pour ne pas donner l'impression de nous dérober, rejoignant, un moment, les auteurs qui ont recherché des explications spéciales concernant la genèse des cluses, nous nous demanderons ce qui a pu se passer à l'origine, après la lointaine époque (nous savons seulement qu'elle est post-éocène et probablement «pyrénéenne») (3) à laquelle ont dû avoir lieu les mouvements orogéniques qui ont plissé l'énorme série sédimentaire crétacée qui constitue ce grand anticlinal.

On remarquera, dès le départ, que le creusement des cluses ne paraît actuellement extraordinaire que si on se le représente débutant sur un plissement achevé. Or, on doit admettre, au contraire, que l'érosion s'exerçait pendant toute la durée de la tectogénèse. Il est cependant très difficile, surtout dans notre domaine, en l'absence de formations post-paroxysmales, de se faire une idée précise de la vitesse relative de chacun des facteurs. La seule certitude qu'on puisse avoir c'est que l'érosion n'a pas eu à scier un relief anticlinal (un «mont» selon la terminologie jurassienne) tel qu'une restitution à partir des couches dans leur position actuelle conduirait à l'imaginer, car ce relief anticlinal parfait n'a jamais dû exister.

Certaines des hypothèses proposées autrefois restent cependant valables, à condition d'y apporter les correctifs rendus nécessaires par la remarque précédente. Leur examen peut, jusqu'à un certain point, nous permettre de nous représenter comment a été creusée la cluse à l'origine.

L'hypothèse la plus simple, fondée sur des observations faites dans le Jura, consiste à supposer que les cluses ont été creusées par déversement des eaux aux endroits où les axes anticlinaux s'abaissent. Il ne semble pas que ce soit le cas ici, autant qu'on en puisse juger par les restes de la voûte anticlinale conservée.

L'existence d'une profonde vallée, celle du Regato (fig. 54), parallèle au Nord à celle du Cadagua et ayant déjà bien entamé l'anticlinal en direction du Sud-Ouest, pourait inciter à reprendre, ici, une hypothèse aujourd'hui abandonnée, celle de ruz creusant, des deux côtés de la voûte, de profonds ravins qui arriveraient à se rencontrer. Cette hypothèse, peu vraisemblable en elle-même (car elle suppose que les eaux, en attendant ce passage, n'aient pas trouvé d'autre seuil) s'effondre, de toute façon, ici, lorsqu'on constate qu'on n'a point, au Nord-Est, une retombée anticlinale simple, mais un grand pli, suivi de plusieurs autres plus petits et moins nets. Il n'en reste pas moins que l'érosion régressive paraît avoir été particulièrement active de ce côté, ce qui incite à penser que cela est dû à la proximité du niveau de base général,

(3) P. RAT. Thèse p. 510.

niveau de base qui a dû être, à un moment donné, plus bas que l'actuel. Le rio Mercadillo, situé plus loin au Nord-Ouest, ayant réussi à trancher l'anticlinal, probablement (4) sans avoir reçu, comme le Cadagua et le Nervion, l'apport des eaux d'un bassin amont étendu, on aurait là un autre exemple de creusement énergique fonction de ce niveau de base. Il est donc possible que le creusement des grandes cluses ait été accéléré par érosion régressive, mais il reste à déterminer à quelle époque elle s'est particulièrement exercée. Cela pourrait être au Quaternaire, si l'on adopte l'hypothèse glacio-eustatique. Il nous semble, en tout cas, peu vraisemblable de supposer que le déversement n'ait commencé qu'après qu'un passage eût été préparé, au Nord, par ce processus.

A la recherche d'autres raisons de l'emplacement de ce déversement originel, on hésite à supposer qu'il puisse s'agir de l'exploitation de zones lithologiquement plus tendres. Lorsqu'on parcourt, en particulier, la cluse du Cadagua dans sa partie amont, on est, en effet, frappé par l'apparente solidité des empilements de bancs gréseux de l'Ereza qu'a tranchés le Cadagua. Plusieurs autres séries dures, qui donnent des crêts sur les hauteurs, sont tranchées de la même façon, et on a souvent l'impression d'une parfaite continuité d'un côté à l'autre de la cluse. A y regarder de plus près on constate, cependant, des interruptions, des relais après décalage. Le Wealdien présente, en somme, des faciès qui ressemblent assez à ceux des formations supra-urgoniennes dans lesquelles ont été dégagés les hogbacks dont l'ordonnance assez irrégulière nous a frappé. Il est donc possible que, lorsque le plissement commençait, un écoulement ait pu se frayer assez facilement un chemin en profitant des zones les moins dures; le décalage des points de passage conduisant, dès cette époque, à un tracé en baïonnette assez semblable à l'actuel.

En plus de ces facilités de type lithologique, on peut se demander si des ruptures tectoniques n'auraient pas préparé des zones de faiblesse plus faciles à dégager. On se souvient que le grand anticlinal n'a de formes régulières et symétriques que dans une zone centrale fort limitée. Dans sa partie orientale, un relèvement très accentué de son flanc nord a provoqué des cassures qui se prolongent très loin, à l'Est, par un grand accident rectiligne dont le rejet atteint plus de 500 m dans le Gorbea (5). Il est très possible que ce soulèvement, qui s'accompagne de torsion dans la zone centrale où il s'amorce (Ganecogorta-Pagasarri), ait eu des effets dans le sens orthogonal à la direction de la cassure principale, c'est à dire justement dans la direction de la cluse du Cadagua. Si P. Rat ne semble pas s'être posé le problème, probablement parce que l'hypothèse de cours d'eau coulant selon la plus grande pente d'une surface d'érosion lui paraissait résoudre la question de l'origine des cluses, il a envisagé cette possibilité pour la vallée du Regato à l'emplacement de laquelle il a figuré, sur sa carte d'ensemble, une faille probable. Nous pensons que, si le développement assez remarquable de cette vallée secondaire lui a suggéré cette hypothèse, on peut faire la même pour la profonde cluse du Cadagua. Le fait que certaines formations comportent de gros bancs la renforce, leur dureté les rendant susceptibles de se casser franchement.

Nous pensons, en résumé, que les cluses ont été creusées là où l'érosion a trouvé des facilités de type lithologique ou tectonique. Mais, lorsqu'il s'agit de définir les étapes de ce creusement, nous disposons de peu d'éléments d'appréciation en ce qui concerne un facteur essentiel: la rapidité relative de l'orogénèse et de l'érosion. Nous avons donc, en principe, le choix entre toutes les explications, allant de l'antécédence qui résout tous les problèmes en admettant la survivance d'un cours d'eau ancien tout au long de l'orogénèse, jusqu'à l'hypothèse supposant que des écoulements nouveaux n'ont pu se produire qu'après une phase d'orogénèse rapide.

---

(4) Voir, ci-dessus, notre hypothèse d'une éventuelle capture du bassin supérieur de ce cours d'eau par un affluent du Cadagua.
(5) P. RAT. Thèse p. 409.

A défaut d'éléments d'information sûrs, il nous semble préférable d'essayer de nous représenter l'évolution dans le cas intermédiaire, qui paraît le plus courant, celui où l'orogénèse prend d'abord une certaine avance sur l'érosion. On est alors conduit à adopter l'explication par déversement dans le sens de la pente générale, déversement mettant d'abord en valeur les différences de dureté dues aux changements latéraux de faciès, puis utilisant les accidents tectoniques brisants que le plissement provoque en s'accentuant. Lorsque, plus tard, l'érosion l'emporte, amenant peu à peu le relief à la maturité, comme les témoins trouvés sur l'entablement de la cuesta le laissent supposer, le tracé des écoulements subsiste, en gros, à l'emplacement originel, avec les changements provoqués par l'adaptation à une structure de détail qui varie latéralement et en profondeur. Lors du soulèvement dont nous avons supposé l'existence pour expliquer la grande reprise d'érosion postérieure, il est aussi probable que l'ancien tracé a été conservé, puisque ce soulèvement ne semble pas avoir affecté la direction de la pente générale, si l'on en juge par l'égalité d'altitude des formes mûres conservées. Enfin il est probable, comme le montre l'énergique incision du Regato, que le creusement fut accentué par érosion régressive à l'occasion d'un ou de plusieurs abaissements du niveau général des mers au Quaternaire et en raison de la situation des cluses près du littoral.

On voit que les grands traits du réseau hydrographique sont probablement très anciens et qu'ils s'intègrent bien dans le schéma de l'ensemble de l'évolution que nous avons proposé concernant tout notre domaine. Si, abandonnant maintenant les hypothèses assez théoriques concernant la mise en place de ce réseau, nous désirons obtenir des informations au sujet des étapes de l'évolution morphologique postérieure, il nous faut descendre dans les cluses et, mieux encore, dans les cuvettes dégagées dans les bandes tendres au pied des grands reliefs structuraux.

II — LES CUVETTES:

Les épaisses formations marneuses du complexe urgonien se sont particulièrement bien prêtées à l'élaboration de formes en creux au Sud-Ouest du grand anticlinal, en raison de la faible proportion d'îlots calcaires dans cette zone. Cette facilité est mise en évidence par le fait que plusieurs des cours d'eau formés au pied de la grande cuesta y ont creusé un long tronçon de vallée monoclinal avant de traverser l'anticlinal par les cluses orthogonales. Mais, le creusement des auges alluviales, fonction d'un écoulement linéaire organisé à partir de l'amont, avait été précédé du dégagement de cuvettes plus amples au fond desquelles sont inscrites ces auges. Ces cuvettes s'alignent en chapelet au pied des grands crêts ou des restes de lentilles calcaires du flanc sud du grand anticlinal. Il s'agit de la grande dépression de Zalla, longue de 6 km, au fond de laquelle serpente le Cadagua, des cuvettes plus réduites de Gordejuela, dans la partie inférieure du rio Herrerias, de Llodio à l'entrée de la cluse du Nervion et enfin d'Orozco, au débouché de l'étroite vallée montagnarde de l'Altube.

A — LA DÉPRESSION D'OROZCO

Bien que la dépression de Zalla, située à l'Ouest, soit plus vaste que celle d'Orozco Zubiaur située à l'Est, nous décrirons d'abord cette dernière. On y trouve, en effet, les emboîtements et les formations corrélatives les plus nets, ce qui en fait, à notre avis, un des secteurs-clefs de notre domaine. Il ne s'agit pourtant que d'une petite cuvette de forme triangulaire (fig. 54 et 61), située au confluent de l'Altube et de l'Arnauri et qui n'a pas beaucoup plus d'un kilomètre carré de superficie. Mais, pour qui sait combien sont rares, en Biscaye, les emboîtements de formes bien nets, ceux qu'on trouve au Sud-Est de Zubiaur paraissent remarquables. Si on les observe rapidement et près du village, on a l'impression d'avoir affaire à un système de terrasses presque parfait, la plus élevée surmontant d'une dizaine de mètres la plaine alluviale dans laquelle est creusé un chenal au fond duquel coule l'Altube actuel. Mais,

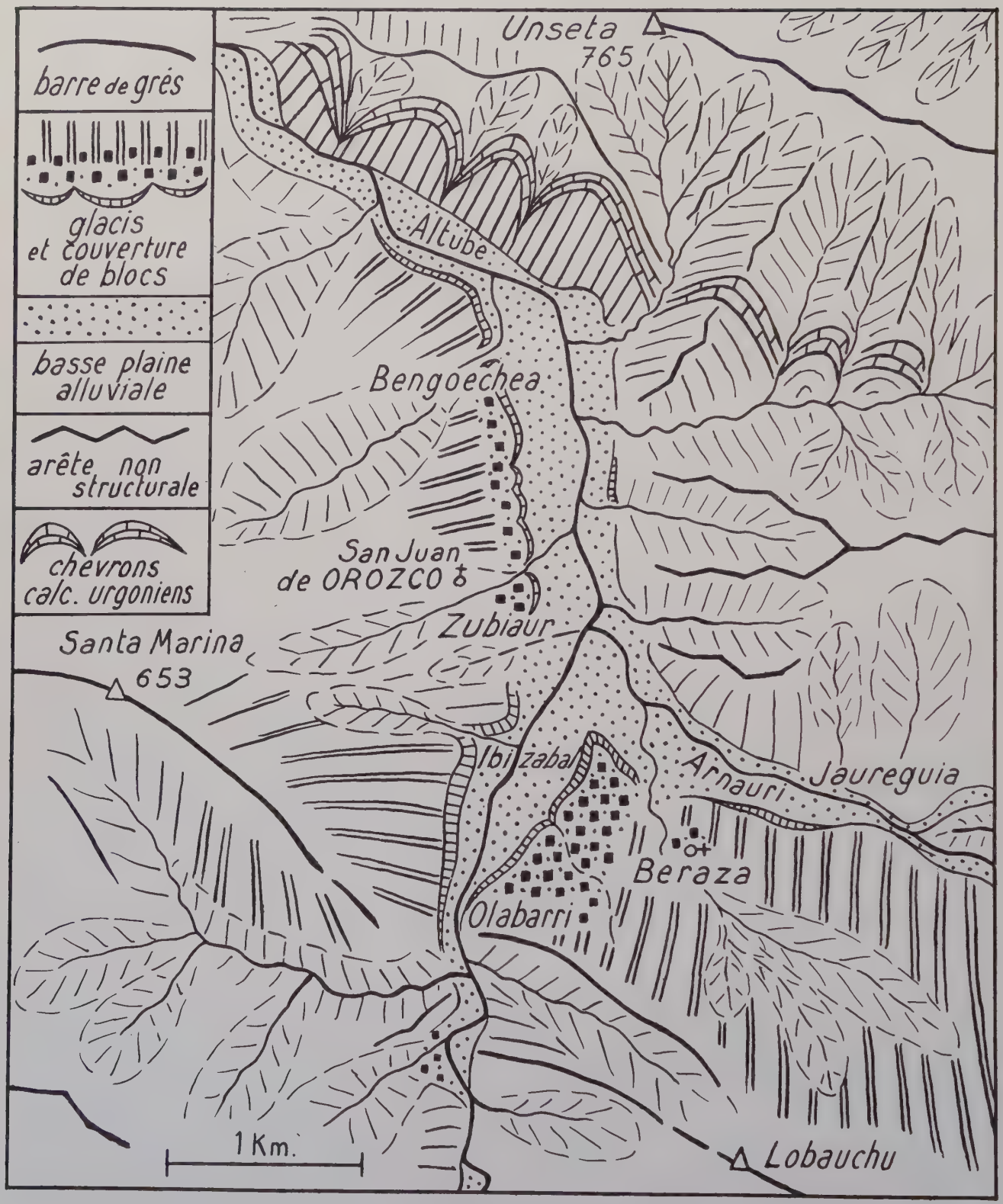


Fig. 61.—LA CUVETTE D'OROZCO.

lorsqu'on progresse vers l'amont, on s'aperçoit que la pseudo haute terrasse acquiert peu à peu de la pente et se raccorde avec le versant nord du Lobauchu, premier élément solide de la bande des hogbacks schisto-gréseux. On a, en somme, affaire à un *glacis en roche tendre* au pied d'un relief monoclinal dur. La zone où la pente de ce glacis est déjà sensible (plus de 5°) peut être parfaitement étudiée en progressant vers l'Est à partir du pont d'Olabarri en direction du hameau de Beraza. On y observe, sur les schistes tendres et feuilletés arasés, un pavage de gros blocs gréseux, de couleur rouille, dont beaucoup ont plusieurs décimètres dans leur plus grande dimension. Leurs arêtes sont bien arrondies, mais, s'agissant de grès, cela n'implique pas qu'ils aient été sérieusement roulés. La multiplicité de ces gros blocs interdit la culture et a conduit à reboiser en *pinus insignis*. Il n'en est pas de même, en aval où un épierrage poussé a permis la mise en culture, ou pour le moins, l'établissement de prairies. Dans ce secteur, il est donc presque impossible d'étudier la couverture du glacis dans son état originel. On peut en avoir, cependant, une idée dans les chemins creux, en n'oubliant pas que leurs bords se sont souvent enrichis des blocs extraits des champs voisins. Les meilleures coupes sont fournies par deux chemins permettant de passer de la basse terrasse au glacis et situés à plusieurs centaines de mètres en aval de la zone du pavage grossier. On y constate, d'une part, que la couverture n'est pas très épaisse (de l'ordre du mètre probablement) et d'autre part qu'elle comporte là, outre de gros blocs aux arêtes émoussées semblables à ceux de l'amont, des galets plats roulés de dimensions plus réduites (moyenne décimétrique). La couverture a en somme ici les caractères d'une formation torrentielle.

Avant de tenter une interprétation d'ensemble de cette couverture, nous avons parcouru le glacis en divers endroits. Nous sommes en particulier monté à la chapelle de Beraza. Nous y avons trouvé des cailloutis de faciès incontestablement torrentiel, avec galets bien roulés, à 40 m. environ au-dessus de la partie inférieure du glacis faisant fausse terrasse, et à 10--15 m. au dessus du talweg d'un petit torrent affluent de l'Arnauri qui a incisé le glacis.

Les observations faites sur ce glacis nous autorisent à proposer l'explication morphogénétique suivante: l'origine locale des gros blocs de grès qui pavent une partie du versant ne semble pas discutable; on peut, par contre, se demander si les cailloutis torrentiels grossiers des parties basses ne proviennent pas de l'apport longitudinal du cours d'eau principal, l'Altube; la découverte de torrentiel à une altitude élevée, et tout à fait en marge de ce cours d'eau, montre, cependant, que la part des apports latéraux n'a pas dû être négligeable. En définitive, il nous semble que ce glacis a pu être modelé, sous climat semi-aride, et donc en l'absence de couverture végétale continue, par les écoulements sporadiques, violents et peu hiérarchisés, de petits torrents élémentaires se formant sur les pentes, au pied des barres dures, lors de très grosses averses. Ces torrents triaient les matériaux préparés par les processus aréolaires dans un ensemble lithologique peu cohérent et dont les couches dures se trouvaient dans une position particulièrement favorable à la chute (pendage de 60° contraire à la pente). Les gros blocs déchaussés devaient descendre peu à peu sur le versant, tandis que les parties de calibre moyen ou fin, entraînées par l'eau, étaient redéposées un peu plus loin, là où nous trouvons aujourd'hui des cailloutis de faciès torrentiel. Dans l'intervalle compris entre la zone de prise en charge des matériaux et celle d'accumulation, les déplacements latéraux des petits torrents, entre les obstacles constitués par les gros blocs ou les touffes de végétation, devaient façonner peu à peu le glacis en arasant les schistes tendres.

Le fait qu'il suffise d'invoquer des processus s'exerçant dans un cadre local pour expliquer la genèse du glacis et de sa couverture ne signifie pas que ses parties basses, qui avoisinent le cours de l'Altube, ne puissent avoir été, en partie, recouvertes de matériaux apportés de l'amont par ce cours d'eau. Nous considérons, en effet, que les cuvettes du modelé en creux semi-aride devaient être réunies entre elles, en chapelet, par des couloirs qui préfiguraient le réseau hydrographique actuel. C'est ce que nous avons vérifié à Orozco en ne nous limitant pas à l'étude du glacis que nous avons décrit; s'il constitue la partie principale de la cuvette, les autres éléments de celle-ci, et le couloir qui la prolonge au Nord, apportent d'interessants

compléments d'information et confirment l'hypothèse proposée concernant sa genèse. Mais c'est surtout grâce aux recoupements dus aux épisodes postérieurs que les formes de type semi-aride sont mises en valeur. C'est déjà ainsi que notre attention a été attirée, dès le début, sur le glacis, par la coupe complète qu'en donne, rive droite, l'auge alluviale ouverte, à l'ouest de la cuvette, par l'Altube de l'époque glaciaire. Cette auge, aux côtés bien raides, nous donne une autre coupe de la cuvette sur la rive gauche du cours d'eau. Mais celle-ci, située plus près du bord, concerne une partie plus élevée du fond de berceau. Ainsi, tandis que, rive droite, la pseudo haute terrasse domine seulement la plaine alluviale d'une dizaine de mètres, rive gauche l'épaulement est situé à plus de vingt mètres. Cette dissymétrie confirme, s'il en était besoin, que les replats latéraux ne sont pas les témoins du sommet d'un remblaiment longitudinal de l'Altube. Certes une partie de la couverture alluviale de la rive droite appartient, sans doute, à un remblaiement longitudinal, mais l'ensemble des formes du terrain s'explique beaucoup mieux si on considère que la cuvette elle-même a été modelée, dans le cadre local, en un fond de berceau dont les côtés sont des glacis.

On remarquera, à propos de ce «fond de berceau», que les formes d'ensemble de la dépression d'Orozco n'ont pas l'allure de cuvette ronde, ni le réseau hydrographique local rayonnant qui nous ont paru, à Carranza, à l'Ouest, caractéristiques d'un système d'érosion semi-aride. Mais à Carranza le façonnement a eu lieu dans un ensemble lithologique relativement homogène, tandis qu'à Orozco le dispositif structural commandait. Ainsi le bord nord, rectiligne, de la dépression, est fonction d'un alignement de couches plus dures disposées selon la direction Est-Sud-Est, Ouest-Nord-Ouest qui prédomine dans toute cette zone. Cela conduit à des formes d'ensemble triangulaires, et n'étaient les aspects remarquables du glacis de la partie sud-est, mis en valeur par l'incision de l'Altube glaciaire, il est probable que notre attention n'aurait pas été attirée spécialement sur ce secteur. Par contre, une fois l'enchaînement des phases morphogénétiques solidement établi, grâce à l'étude du glacis, on n'a pas de peine à montrer que les formes adjacentes s'intègrent dans le schéma. C'est particulièrement net en ce qui concerne la partie du couloir de l'Altube qui prolonge, au Nord, la petite dépression. Si l'on parcourt de Zubiaur à Bengoechea, c'est à dire, environ du km 25 au km 22, la route établie sur la basse terrasse alluviale, on constate l'existence, à l'Ouest, d'une banquette presque continue, sur laquelle sont construits de nombreux groupes de maisons. Si l'on se limite à observer un court secteur de cette banquette, vers le km 24 par exemple, on a l'impression d'avoir affaire à une terrasse parfaite de 8 à 10 m de hauteur; mais, si on l'étudie dans sa totalité, on est assez étonné de constater que sa hauteur varie de façon irrégulière. Vers Bengoechea, on se rend parfaitement compte, par la forme du profil, que le bord de l'auge alluviale ne tranche pas une nappe supérieure, mais bien un bas de versant. L'impression d'avoir affaire à une haute terrasse provenait, au km 24, de ce que, comme dans la dépression d'Orozco, le bas de versant a été modelé en glacis. Cela ne signifie pas qu'on ne trouve point de formations alluviales sur la banquette, mais il s'agit, pour une grande part, d'apports latéraux de faciès torrentiel, comme on peut le constater, par exemple, dans le chemin creux qui, du km 24, conduit à la vieille église de San Juan d'Orozco. Ce chemin suit le talweg d'un ravin qui a du être creusé à l'époque glaciaire dans l'épandage qui recouvrait le bas du glacis. Vers le km 23 un autre chemin, creusé sur le bord de l'auge et montant à une scierie établie sur le replat, révèle les mêmes formations hétérométriques de galets et de blocs roulés de plusieurs décimètres.

Quoique de façon moins nette, on retrouve les mêmes emboîtements de formes dans la vallée de l'Arnauri, vallée monoclinale dissymétrique dans laquelle le cours d'eau est collé au Nord au pied des couches dures, tandis que le versant sud est en pente plus douce. Vers Jaureguia le recoupement du fond de berceau par l'auge alluviale postérieure donne, comme à Orozco, l'impression qu'on a affaire à une haute terrasse alluviale.

Mais ces emboîtements de deux modelés, l'un de type surtout aréolaire, l'autre de type

linéaire, ne sont pas seulement visibles dans les vallées principales où ils ont d'abord attiré notre attention. Pendant que les forts écoulements provenant de l'amont creusaient les auges, des écoulements locaux ravinaient les glacis, comme nous l'avons déjà constaté dans le chemin creux conduisant à l'église de San Juan. La continuité de ces écoulements leur permettait de venir à bout d'une couverture qui n'était plus renouvelée comme au cours de l'épisode semi-aride. Ils creusèrent, en amont, de petits bassins torrentiels qui ne laissèrent bientôt plus subsister, entre eux, que quelques témoins perchés en interfluve, comme ceux de la chapelle de Beraza. En aval, par contre, les chenaux d'écoulement par lesquels se vidaient ces bassins, laissèrent subsister, en interfluve, les placages plus étendus de l'ancien pavage que nous avons étudiés. Sur le bord même de l'auge alluviale, l'extension de la partie conservée du glacis, et le fait que les formes des ravins qui l'incisent aient été souvent adoucies postérieurement, conduiraient à minimiser cet épisode de défoncement des formes aréolaires dont l'action s'est fait sentir plus énergiquement sur le haut du versant. Mais en un point remarquable, au moins, on peut réaliser sa puissance: c'est sur la rive gauche de l'Altube, à l'Ouest d'Ibizabal; le rebord de l'auge y est entaillé selon un V parfait par le torrent latéral qui est parvenu à raccorder sa vallée amont malgré l'enfoncement rapide du cours d'eau principal.

B — LA DÉPRESSION DE LLODIO

A 5 km au Nord-Ouest d'Orozco, et toujours dans la bande tendre située au Sud de la zone axiale du grand anticlinal de Biscaye, la petite *dépression de Llodio* (fig. 54 et 62) offre des caractères semblables à celle d'Orozco. Au pied de barres dures, souvent gréseuses, annonçant la bande des hogbacks, les schistes tendres ont été arasés en glacis. Celui-ci est particulièrement développé sur la rive droite du Nervion, l'entaille postérieure de l'auge alluviale l'ayant mis en valeur vers Llodio et en amont de Gardea. Il est recouvert de biocaille gréseuse aux angles émoussée dont les gros blocs atteignent parfois 50 cm dans leur plus grande dimension. Certaines parties sont plus roulées, de sorte que, tantôt on a l'impression d'avoir affaire à une coulée de versant, tantôt à un épandage torrentiel. Cela confirme une mise en place du même genre que celle du glacis d'Orozco, c'est à dire sous climat semi-aride. Au surplus, mieux encore qu'à Orozco, on a la certitude que le rebord du glacis ne peut être une haute terrasse, construite sous climat humide, par les apports longitudinaux du Nervion. La basse terrasse, en effet, nous éclaire sur la constitution des nappes fluviatiles provenant de l'amont, car elle contient, en plus de blocs et de galets gréseux, une forte proportion de grèzes calcaires roulées provenant de la cuesta, située seulement à une quinzaine de kilomètres, tandis qu'à Orozco, le bassin versant de l'Altube atteignant à peine la zone calcaire, ces débris calcaires, peu abondants, passaient inaperçus dans la masse alluviale.

C — LA CUVETTE DE GORDEJUELA

Continuant nos investigations du Sud-Est au Nord-Ouest dans la bande tendre, nous négligerons, au passage, la petite cuvette d'Oquendo, fort semblable à celles déjà décrites, pour nous intéresser plus longuement à celle de Molinar - Gordejuela (6) dégagée dans la vallée inférieure du rio Herrerias, affluent du Cadagua (Fig. 54). Elle est remarquable en raison de l'existence, rive gauche, à 8 à 10 m. au-dessus de la nappe alluviale inférieure, d'un replat si parfait qu'on ne saurait y voir, au premier abord, que le sommet d'une haute terrasse fluviatile. On est d'autant plus porté à cette interprétation que la vallée se resserre en aval à Zubiete, ce qui incite à penser qu'à diverses époques une petite plaine alluviale a pu être construite en arrière de ce rétrécissement. On est cependant déçu lorqu'on recherche, sur ce replat, des cailloutis fluviatiles. On n'y trouve, sur les schistes gréseux tendres arasés, qu'un mince revê-

(6) Gordejuela, n'est employé, sur la carte de l'Instituto Geográfico y Catastral, que pour désigner tout le territoire d'une commune, mais le groupement urbain principal, dit sur la carte Molinar, est appelé Gordejuela par ses habitants.

tement de morceaux de grès aux angles arrondis, noyés dans des argiles, le tout paraissant provenir des versants.

Nous pensons donc qu'ici aussi, malgré les apparences, nous avons affaire aux restes d'un fond de berceau, creusé en même temps que ceux d'Orozco et de Llodio par les mêmes processus de type semi-aride. Il n'empêche que la forme d'ensemble de la cuvette, un ovale dont le grand axe est aligné dans le sens de la vallée, suffit à indiquer que cette cuvette a servi très vite de couloir d'écoulement longitudinal. Il a donc dû exister, selon ce grand axe, des apports alluviaux provenant de l'amont, bien que les apports locaux latéraux aient été abondants. Dans ces conditions, on pourrait, en ne se fondant que sur les formes, ou en invoquant un remblaiement alluvial qui aurait ensuite disparu, parler de haute terrasse ancienne; mais, ce qu'on ne peut faire, c'est y voir les restes d'une nappe alluviale du même type que la nappe inférieure, ce qui eût permis de considérer qu'on avait ici les traces de deux étapes, bien séparées, des écoulements linéaires de l'époque glaciaire. Malgré les apparences, on ne retrouve donc pas plus ici qu'à Orozco, ou à Llodio, un système de terrasses comparable à celui que nous avons décrit dans le secteur autrefois englacé du Massif du Valnera (7).

D — LA GRANDE DÉPRESSION DE ZALLA

A côté des petits cuvettes déjà décrites, la partie de la vallée moyenne du Cadagua comprise entre Zalla (8) et Sodupe fait figure de grande dépression monoclinale, avec ses 6 à 8 km de longueur et sa basse plaine alluviale continue de 500 m de large environ (Fig. 54). Si, en dépit de cette ampleur relative, nous ne l'avons pas choisie comme type, c'est que, alors que le plan de référence de la basse plaine est partout très net, les formes supérieures le sont moins, le glacis ayant été très fortement entaillé à l'époque glaciaire. D'autre part, l'extension plus grande de la dépression ne constitue pas un avantage pour une interprétation d'ensemble. En effet, en raison de l'extrême diversité lithologique du complexe supra-urgonien qui la borde et de la non continuité des séquences dures, on a affaire à un relief morcelé, assez différent d'un secteur à un autre.

En raison du dispositif monoclinal à pendage Sud-Ouest, les pentes douces font face au Nord-Est, au pied des crêtes dures des hogbacks du Pico Laguna et du Carobo. Les pendages n'étant pas très forts (35 à 45°), le modelé s'apparente à celui du talus en pente douce d'une cuesta. Celui-ci, s'il comporte, au sommet, quelques ressauts dûs à des passées de roches dures, devient nettement marneux à sa base et, en dépit de sa dissection postérieure, déjà signalée, par des torrents anaclinaux, a conservé, dans ses parties inférieures, l'allure d'un glacis d'érosion en roche tendre, en particulier au Sud de Zalla et de Güenes. La couverture de ce glacis n'est pas très facile à observer; la grand'route en donne une coupe à l'Est de Llantada, vers le km 23, où l'on constate qu'elle est formée d'argiles sableuses contenant de la blocaille gréseuse claire aux angles arrondis. La maigre protection de cette formation, épaisse là de quelques décimètres, et comportant peu de matériaux, durs, explique que les torrents anaclinaux aient pu raviner aussi profondément le glacis lors des forts écoulements de l'époque glaciaire.

A la même époque, le cours d'eau principal creusait la grande auge dans le fond de laquelle nous trouvons encore, sur plusieurs mètres d'épaisseur, les nappes entrecroisées de cailloutis fluviatiles et les bancs de sable qu'il y déposait provisoirement. Les formes du bord de cette auge montrent qu'elle a été creusée par les déplacements latéraux d'un cours d'eau qui décrivait déjà des méandres, car plusieurs concavités ne peuvent être que des traits anciens, en particulier celle située au Sud d'Aranguren où la rupture de pente entre glacis de bas de versant et bord d'auge est située à 20 ou 30 m au-dessus de la basse plaine. La rivière actuelle épouse encore certaines parties de ces formes. La sous adaptation n'est pas totale mais, en-

---

(7) Chapitre II.

(8) Comme pour Gordejuela l'Instituto geográfico y catastral n'utilise le nom de Zalla que pour l'ensemble de la commune, bien que ce toponyme désigne pour ses habitants le noyau urbain situé à un Km. environ au Nord de Llantada.

Fig. 63.— LA VALLÉE DU CADAGUA A L'ENTRÉE DE LA DÉPRESSION DE ZALLA (vue prise du Km 26 de la route, en direction Est). Emboîtement de l'auge alluviale dans un fond de berceau. Au deuxième plan le glacis du Carobo.

serré dans un lit de 10 à 15 m de large, qu'il n'occupe que rarement à pleins bords, ce cours d'eau ne continue plus exactement le modelé ancien. Le fait qu'il n'y ait pas de dysharmonie totale entre les formes anciennes et actuelles interdit cependant d'attribuer un volume exagéré au cours d'eau qui a effectué le travail essentiel, comme on pourrait y être conduit si l'on ne considérait que la largeur totale de la plaine alluviale (500 m environ). D'ailleurs, les dimensions du chenal par lequel il débouchait en amont dans la cuvette, peuvent nous donner une idée de ce volume. Dans les parties où il n'y a pas eu glissement latéral de méandres, il n'a guère que 50 m de large.

C'est d'ailleurs dans ce secteur amont qu'on peut se faire la meilleure idée des emboîtements de formes, en particulier au km 26 de la grand'route, où, des deux côtés de l'auge alluviale, les restes perchés du berceau permettent de se représenter parfaitement ce qu'à été le modelé antérieur, en parfaite liaison, au surplus, avec le glacis du Carobo qu'on aperçoit à l'arrière-plan (Fig. 63).

A la vue de la belle plaine alluviale, qui garnit le fond de l'auge entre Zalla et Sodupe, la plus étendue de tout notre domaine, on serait fondé à penser que l'intérêt de ce secteur ne doit pas être limité aux emboîtements remarquables que nous venons de signaler, mais que, le dégagement de l'auge ayant exigé une longue période de creusement, les étapes de celui-ci ont laissé des traces, soit sous forme de terrasses rocheuses modelées sur les bords dans la roche en place, soit sous forme de paliers successifs dégagés dans le remblaiement lorsque le cours d'eau, en s'enfonçant, se déplaçait latéralement. Il n'en est malheureusement rien et tout se présente comme si le dernier épisode avait fait table rase de tout le passé.

En ce qui concerne les formes, seules certaines parties du rebord sud du secteur oriental de la cuvette pourraient passer pour des niveaux intermédiaires. Le lobe de méandre de San-

chosolo semble, en effet, comporter, vers San Martin et au confluent de l'arroyo de Recalde, au moins un niveau intermédiaire entre le glacis du bas de versant et la basse plaine alluviale. Mais une étude minutieuse du terrain nous a montré que,dans cette zone,des rideaux de culture de 2 m sont courants et qu'il n'est pas rare d'en trouver de 3 et 4 m. La coupe des talus de la voie ferrée de la Robla aurait pu nous renseigner au sujet d'une éventuelle couverture alluviale. Ces talus sont malheureusement totalement recouverts par la végétation.

C'est dans d'autres secteurs que nous avons trouvé quelques lambeaux de formations alluviales vraisemblablement déposés au cours du creusement de l'auge, mais dont ni l'extension, ni la position ne nous permettent de les considérer comme des témoins de véritables épisodes séparés les uns des autres. Il en est ainsi, rive droite, du cailloutis recoupé par le talus de la route vers le km 21,5, près du passage à niveau du chemin de fer de La Robla. Ce cailloutis est situé à 10 - 15 m au-dessus de la basse terrasse. Sa situation, loin de tout affluent latéral, ne permet d'en attribuer la mise en place qu'au cours d'eau principal, ce que confirme la disposition des galets.

Un autre cailloutis, situé toujours rive droite, au-dessus du confluent de l'arroyo de Cachupin, à 1 km à l'ouest d'Aranguren, peut prêter à discussion. Son faciès n'est pas très différent de celui du précédent, et même de celui de la basse terrasse, bien qu'il soit situé à une dizaine de mètres au-dessus. Cependant, le fait qu'il ne comporte aucun élément calcaire, alors que la basse terrasse en contient en proportion notable; le fait, aussi, constaté en amont, que les grès du bassin versant du petit torrent voient leurs arêtes s'émousser après un transport très court, nous incitent à penser qu'il s'agit de formations torrentielles latérales. Il n'empêche que ces formations, si l'on en juge par leur position, doivent être corrélatives d'une étape du creusement linéaire dans la grande vallée. Il s'agit, en somme, d'un élément de cône latéral resté perché à la suite du sapement du versant lorsque l'enfoncement s'est poursuivi.

III — L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DANS LES CLUSES

Contrastant avec les emboîtement de formes, souvent très nets, des cuvettes, on trouve, au contraire, dans les cluses qui tronçonnent le grand anticlinal de Biscaye, des restes de formes emboîtées, très disparates et souvent dissymétriques, provenant des recoupements du couloir ancien, de calibre déjà peu régulier, par les méandres de l'auge alluviale de l'époque glaciaire, et aussi par ceux du lit ordinaire actuel.

Un tel morcellement ne semble pas, au premier abord, favorable aux observations, mais les déplacements latéraux présentent l'avantage de laisser parfois, en marge, des éléments de formes ou des restes de dépôts anciens qui permettent, en extrapolant, de se faire une idée de ce qu'était l'ensemble.

Nous avons déjà évoqué le tracé de ces couloirs qui est loin de coincider toujours avec la direction d'ensemble des cluses (Fig. 62). Cela est manifestement dû à une certaine adaptation à la structure de détail. Pour des raisons qui ne sont pas faciles à déterminer les changements de direction ont été moins nombreux dans la cluse du Cadagua, bien que certains soient remarquables, en particulier le retour en arrière du cours d'eau à Zaramillo, ou, avant son confluent avec le Nervion, son glissement en trois étapes vers le Nord-Ouest, sur la butte armée de filons de quartz de Castrejana.

C'est, cependant, dans la cluse du Nervion que les complications du tracé sont de loin les plus nombreuses. Au Sud, entre Areta et Miravalles, toutes les barres dures ont donné lieu à un déplacement latéral, et ce cours en chicanes, remodelé à l'époque glaciaire, a donné une belle série de méandres. Nous avons pu, dans ce secteur, faire une série d'observations assez nombreuses pour confirmer pleinement celles déjà faites, en amont, dans les cuvettes. On y trouve, sur les parties basses des échines, souvent étroites, qui subsistent entre les nombreux torrents affluents monoclinaux, des formations détritiques grossières, de faciès torrentiel, dans

lesquelles abondent de gros pavés de grès durs, aux arêtes peu arrondies, ayant plusieurs décimètres dans leur plus grande dimension. On pourrait être conduit à se faire une idée exagérée de la proportion de ces pavés dans la masse, en raison du fait qu'à peine retouchés ils apparaissent partout dans les murs des maisons et dans les murettes qui bordent les chemins creux. Il reste qu'ils constituent l'élément le plus caractéristique de ces formations, et celui qui rappelle le mieux la couverture des glacis d'Orozco et de Llodio. On n'a pas de peine à vérifier leur caractère local en les comparant aux passées dures du Wealdien qui apparaissent en place, au coeur de l'anticlinal.

Plus encore que leur faciès, la position de ces formations grossières au-dessus de l'auge alluviale conduit à penser que leur mise en place date de la même époque que celle de la couverture des glacis, et qu'elle a donc été le fait du même épisode semi-aride. Mais, ici, nous n'avons pas affaire, exclusivement, à des formations de versant, car souvent apparaissent aussi des matériaux remaniés provenant des vallées affluentes. La cluse tranchant en effet à peu près orthogonalement l'anticlinal, des vallées monoclinales ont dû être ébauchées dans les couches tendres dès l'époque des épisodes semi-arides. Mais, ces vallées ne devaient pas avoir les caractères qu'elles ont actuellement: profondes vallées en V aigu se raccordant avec l'auge alluviale. En l'absence de précipitations continues, permettant à une couverture végétale de se développer, l'érosion aréolaire devait préparer sur les versants des matériaux abondants qui encombraient les talwegs, donnant à l'ensemble de la vallée l'aspect caractéristique en fond de berceau. Lors des rares, mais grosses, averses il est probable que, selon les endroits, selon le calibre des éléments durs ou le volume de la matrice argileuse, ces matériaux étaient entraînés plus ou moins loin sous forme de laves torrentielles. Ces laves devaient s'écouler peu à peu jusque dans la vallée principale, où nous en retrouvons aujourd'hui quelques lambeaux perchés. Cette vallée principale, bien que les écoulements y soient plus abondants, devait être aussi en fond de berceau, si l'on en juge par les glacis latéraux conservés (Fig. 62 et 64). C'était une sorte de couloir tortueux réunissant les parties basses des vallées-cuvettes monoclinales dont nous venons de parler.

Fig. 64.—LES FONDS DE BERCEAU DU NERVION.—Lobes de Miravalles vus du glacis de Labeco en direction Nord-Ouest.

On peut observer les restes de ces formes et les formations corrélatives en d'assez nombreux points de la cluse. Si, venant de la cuvette longitudinale de Llodio, on la parcourt d'amont en aval, on aperçoit d'abord, rive droite, à Aracaldo, un bas de versant faisant partie des formes perchées de l'ancien couloir et tout à fait caractéristique du modelé en fond de berceau. Il est particulièrement mis en valeur (Fig. 65 et Pl. XIII-A), d'abord parce qu'il est tranché très nettement par l'auge alluviale principale, mais, peut-être plus encore, parce qu'il se trouve qu'il n'est incisé latéralement que par un minuscule torrent dont la vallée est en V aigu. L'emboîtement des formes y est ainsi beaucoup plus net que lorsqu'on a affaire aux gorges de raccordement des très profonds bassins torrentiels creusés latéralement, au coeur de l'anticlinal, gorges entre lesquelles ne subsistent, au confluent de la vallée principale, que des échines aiguës.

Sur le lobe de méandre situé rive gauche, immédiatement après l'élément de bas de versant conservé à Aracaldo, ce sont les formations détritiques grossières décrites précédemment qui sont faciles à observer, et ceci grâce au chemin creux qui conduit de la grand'route au moulin de Gastacaigoico et se trouve recouper le lobe dans le sens longitudinal. La partie la plus intéressante de la coupe se trouve juste avant le pont passant sur la voie ferrée. La roche en place y est également tranchée, ce qui permet de vérifier le caractère d'apport latéral des formations détritiques sur le bas de versant. Le fait que la formation schisto-gréseuse en place contienne des bancs gréseux durs de même nature que les pavés placés au-dessus, laisse même supposer qu'il s'agit presque ici d'un dépôt colluvial.

Toujours rive gauche, le lobe d'Ochanduri permet de retrouver les mêmes formations, mais surtout leurs gros pavés de grès, à la belle patine de couleur rouille, dont beaucoup constituent les murettes très caractéristiques construites sur ces bas de versant.

C'est cependant plus en aval, aux environs du km 14,5 de la grand'route, que l'on trouve, sur le lobe de Labeco, les formations les plus étendues, ou du moins celles que les coupes permettent d'étudier le plus facilement. La route recoupe cette sorte de pédoncule à plus de 20 m

Fig. 65.—EMBOÎTEMENTS DE FORMES DU GLACIS D'ARACALDO.—Rive droite du Nervion vue de la rive gauche, Km 27, en direction Sud.

au-dessus de l'auge alluviale, et, de là, un chemin creux permet de s'élever le long de l'échine. On y constate que, si la formation contient de très gros blocs (50 cm et plus dans leur plus grande dimension) elle est, par endroits, plus homogène et formée de galets de quelques centimètres seulement. Cela n'est d'ailleurs pas pour étonner lorsqu'on réalise que l'échine de Labeco se trouve à la sortie d'une très vaste cuvette latérale, élément de la combe anticlinale de Zollo, dans laquelle l'arroyo de Larrumbe s'est, plus tard, profondément enfoncé. D'un bassin aussi vaste ont pu sortir alternativement des laves très grossières ou un torrentiel plus fin, selon que les apports liquides étaient plus ou moins grands.

Une fois sorti de ces passages resserrés de la cluse, on retrouve des éléments de glacis en roche tendre plus étendus et plus nets, conservés en interfluve dans le bas des cuvettes monoclinales que le couloir du Nervion réunit en chapelet. Plus ouvertes et moins profondes que la combe de Zollo, ces dépressions ont été moins défoncées à l'époque glaciaire, les torrents ayant pu travailler dans le sens d'une régularisation de leur cours sans s'enfoncer aussi profondément dans l'ancien berceau que l'arroyo de Larrumbe. Dans ce qu'on peut appeler la cuvette d'Arrigorriaga un élément de glacis a été ainsi conservé au Nord de l'arroyo de Cubo (Fig. 62 et 66), glacis sur lequel passe la route secondaire d'Arrigorriaga à Buya. On y trouve, au niveau de la chapelle de Santo Cristo, à environ 30 ou 40 m au-dessus de l'auge alluviale du Nervion, de grosses formations du type déjà étudié, mélange de galets et de blocs gréseux imparfaitement roulés. Il s'agit d'apports incontestablement latéraux.

D'autres beaux restes de berceaux sont conservés rive droite, au Sud, vers Zabaleta et, au Nord-Est, près de la route de Zarátamo. Nous avons observé sur le dernier, à 300 m au Nord de Moyordin, et à 30 m, environ, au-dessus du fond de l'auge alluviale, un beau placage de galets très bien roulés et de gros blocs bien arrondis, le tout dans une matrice très rouge. Ces formations sont donc du type décrit précédemment, bien qu'elles soient peut-être plus roulées. Leur position permet de les considérer comme provenant du bassin de l'arroyo d'Emandrotoca, dont les ravins paraissent avoir disséqué un fond de cuvette ancienne, situé au pied de l'Artanda et bien visible de la route de Buya. Mais, le fait que les matériaux soient plus roulés, et situés assez en marge du confluent de l'arroyo et du Nervion, peut aussi inciter à y voir un apport longitudinal. On peut supposer que, dans ce secteur aval, la concentration de l'écoulement a dû conduire à un débit plus continu dans les grandes artères, ce qui expliquerait qu'une bonne partie des formations puisse avoir un faciès fluviatile. Cela rend plus délicate l'interprétation des autres placages alluviaux trouvés dans ce secteur, les formations supérieures pouvant être, parfois, confondues avec des formations de faciès semblable mises en place lors de l'enfoncement du lit à l'époque glaciaire. Il faudra donc, ici, avoir recours à des facteurs altimétriques, ce qui peut aussi prêter à confusion. Nous disposons, heureusement, du plan de référence que constitue una basse plaine alluviale continue. Mais, surtout, l'emboîtement des formes de l'auge dans celle du berceau ancien est, en certains endroits, suffisamment net pour qu'on puisse distinguer clairement l'origine de deux séries de formations par leur situation, même si, considérées isolément, elles semblent avoir des faciès analogues.

Le plus difficile, même dans ce secteur aval plus ouvert, est de trouver des formations étendues, soit que la plus grande partie ait été entraînée à l'époque glaciaire, soit qu'elles restent dissimulées sous un colluvionnement postérieur ou sous la végétation; plus souvent encore parce que le sommet de la formation, le seul visible, est constitué d'un limon fin, facile à confondre avec un dépôt colluvial et n'apportant pas d'indications aussi intéressantes qu'un cailloutis. Pour toutes ces raisons, l'urbanisation des environs de Bilbao, en dépit des bouleversements de terrain qu'elle implique, rend souvent de bons services au morphologue.

Dans ce pays, au climat extrêment humide, les coupes de terrain fraîches sont, en effet, précieuses, car, même les tranchées de voies ferrées et de routes y sont recouvertes de végétation, et souvent méconnaissables, de ce fait, au bout de très peu d'années, particulièrement parce qu'il s'agit de talus en pente douce où l'eau demeure plus longtemps que sur les bords

Fig. 66.—LA CUVETTE D'ARRIGORRIAGA (vue prise du Km 1 de la route de Zarátamo, en direction Ouest). Glacis anciens de la rive gauche du Nervion, vus de la rive droite: à gauche, glacis de Santo Cristo: à droite, glacis du lobe de San Miguel de Basauri retaillé par l'auge alluviale.

verticaux des anciens chemins creux. On est donc heureux de disposer des coupes ouvertes lors des constructions nouvelles, surtout s'il s'agit d'implantation d'usines, pour lesquelles, outre les tranchées de fondation, ouvertes pour très peu de temps, un périmètre étendu est souvent affecté par le nivellement des abords et l'aménagement des accès. Malheureusement, en contrepartie, l'utilisation des déblais en remblai, dans la même zone, défigure souvent les formes mineures originelles. Il faudrait pouvoir suivre régulièrement les travaux, ce que nous avons heureusement pu faire dans bien des cas, grâce à un séjour de plus de dix ans à Bilbao. A vrai dire, les choses se compliquent encore lorsque, et c'est maintenant souvent le cas, une implantation nouvelle a lieu sur un site déjà utilisé il y a plusieurs décennies. On a, alors, à interpréter un véritable palimpseste. Enfin, même dans le meilleur des cas, les gros travaux sont faits à la pelle mécanique et au buldozer, ce qui ne donne pas de coupes franches et rend difficile l'interprétation des faciès.

Parmi les facteurs ayant, par contre, rendu notre étude plus facile, nous citerons l'existence d'une carte au 1 : 20.000, à courbes de niveau de 10 en 10 m, établie à l'occasion du plan d'urbanisation du Grand Bilbao, et très supérieure à celle de l'Instituto Geográfico y Catastral. Elle nous a permis de situer très exactement les éléments de cailloutis étudiés, à la fois en altitude et en extension.

IV — L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE EN AVAL, DANS LA ZONE DES GRANDS MÉANDRES

A partir d'Arrigorriaga et jusqu'à Bilbao, le Nervion décrit quelques grands méandres, d'environ 2 km d'ampleur, sur les lobes desquels on pouvait s'attendre à trouver quelques restes de formations anciennes préservés en raison du déplacement latéral progressif du cours d'eau lors de son enfoncement (Fig. 62).

Sur le lobe, aux formes bien caractéristiques, de San Miguel de Basauri, les observations sont pourtant assez décevantes. Les vieilles fermes construites dans le secteur le plus élevé le sont avec des pavés et des galets semblables à ceux que nous avons observés en amont sur les échines, mais l'absence de coupes profondes récentes ne nous permet pas d'affirmer

qu'ils ont été prélevés sur place, bien que ce soit très vraisemblable. Seul un limon fin apparaît actuellement en surface, et ce n'est qu'en de rares endroits qu'on peut observer quelques éléments de cailloutis qui ne paraissent pas très grossiers. Bien qu'on ne puisse tirer des conclusions générales de l'examen de témoins si réduits, on remarquera, qu'il est normal que la couverture alluviale ancienne soit ici moins grossière, parce qu'elle n'est pas constituée des apports latéraux directs des grands torrents affluents monoclinaux qui débouchaient dans la cluse, mais seulement par les éléments repris, en amont, dans ces apports très grossiers, par le cours d'eau principal, dont la pente, et donc la compétence, était plus réduite.

A défaut de bonnes coupes sur le sommet du lobe, nous avons pu observer les travaux de terrassement entrepris au Nord, dans le but d'implanter une usine au lieu dit Ugarte. Un terreplein élevé de quelques mètres au-dessus de la basse plaine alluviale y a été établi en creusant, au Sud-Ouest, dans le lobe et en remblayant au Nord-Est. La coupe correspondante, qui tranche le lobe jusqu'à 15 m d'altitude relative par rapport à la basse plaine, montre qu'il n'existe pas de couverture alluviale sur cette partie du versant. Elle tranche, par contre, à l'Ouest, un cailloutis continu paraissant situé à 2 ou 3 m seulement au-dessus de la basse plaine. Nous n'avons pu nous faire une idée exacte du faciès de ce dernier, car la pelle mécanique n'en a pas donné une coupe franche. De grosses différences dans le calibre des galets et l'abondance de la matrice argileuse pourraient inciter à y voir l'apport latéral d'un torrent affluent, mais ceux qui débouchaient dans cette partie de la vallée principale étaient beaucoup trop courts pour avoir aussi bien roulé les matériaux durs. Comme, d'autre part, les plus gros galets, de 2 à 3 dm dans leur plus grande dimension, ne nous paraissent pas dépasser la compétence qu'a pu avoir le cours d'eau principal à l'époque glaciaire, il nous semble vraisemblable d'admettre que ce cailloutis, situé fort bas sur le bord de l'auge alluviale, a été abandonné à l'occasion d'un glissement latéral élargissant les grands méandres, peu de temps avant l'arrêt des grands écoulements qui a provoqué le dépôt de la nappe inférieure. Ce lambeau serait l'équivalent de celui que nous avons trouvé dans la dépression de Zalla à l'Est d'Aranguren. Pas plus qu'à Zalla on ne peut parler ici de terrasse, tant la formation est d'extension réduite. Cette quasi absence de formations *fluviatiles* anciennes, conservées sur les côtés de l'auge nous a d'ailleurs déjà frappé et nous sera confirmée dans la basse vallée du Nervion. Tout se présente comme si le dernier épisode de l'enfoncement, à l'époque glaciaire, avait été le plus énergique et avait donné son calibre actuel à l'auge, en balayant la presque totalité des formations abandonnées antérieurement. Ce trait est encore confirmé, ici, par le fait que la partie moyenne du versant mise à nu (située entre 4 et 15 m d'altitude relative, alors que le sommet du lobe, probablement recouvert

de formations de type semi-aride, est à 40 m) est, nous l'avons vu, dépourvue de cailloutis, bien qu'il s'agisse de la face aval d'un lobe sur laquelle ceux-ci se déposent d'habitude lors du déplacement latéral progressif du méandre. On est donc conduit à se demander si le cours d'eau n'a pas coulé à pleins bords, creusant plus qu'il n'alluvionnait, jusqu'à l'époque où son débit a été assez brutalement réduit. Ce serait la raison pour laquelle apparaît sur les versants des vallées un hiatus entre les formations semi-arides et les formations de la basse plaine alluviale. Nous aurons l'occasion de revenir plus tard sur l'emboîtement extrêment simple qui en résulte, mais cette simplicité ne nous laisse pas beaucoup de ressources pour une tentative de reconstitution des étapes de la morphogénèse à l'époque glaciaire.

Le lobe d'Artunduaga succède, au Nord, à celui de San Miguel de Basauri. Si le raccourci pris par le Nervion dans la basse plaine à une époque relativement récente, donne l'impression que ce lobe n'a pas le galbe harmonieux des autres, il n'en est rien à la vérité et ses formes sont classiques, opposant à l'amphithéâtre de Careaga Dos Caminos le beau glacis d'Artunduaga. Ce glacis est le seul de la banlieue de Bilbao à ne pas avoir été défoncé à l'occasion de terrassements; seuls quelques rideaux de culture en ont un peu modifié le profil. Ceux-ci n'empêchent cependant pas d'y distinguer un léger talus naturel séparant un ancien lit majeur d'environ 300 m de large de la partie supérieure du glacis plus en pente. Il est possible que ce ressaut, situé assez bas, corresponde à un épisode assez récent pendant lequel le creusement était plus actif. Du côte nord, vers Echerre, le glacis se raccorde avec celui qui constituait un des côtés du couloir, également en fond de berceau, de l'Ibaizabal, affluent du Nervion. Dans ce secteur, qu'elles recouvrent jusqu'à plus de 30 m au-dessus de la basse plaine, les formations anciennes ont été mieux conservées, car elles ont été à peine ravinées par les écoulements de l'époque glaciaire qui n'ont pu se concentrer sur ce très court versant. Cette partie du glacis peut-être étudiée commodément, d'une part grâce aux terrassements faits à l'occasion de la construction d'usines, d'autre part grâce à la tranchée récente de la variante de la route de Bilbao à Madrid par Orduña. Cette tranchée, longue de près d'un kilomètre et profonde de plusieurs mètres, atteint la roche en place. Comme elle est située assez à l'Est, à plus d'un kilomètre de l'extrémité du lobe, on ne peut savoir avec certitude si les formations qu'elle révèle proviennent essentiellement du Nervion, de l'Ibaizabal, ou des deux cours d'eau réunis. On ne saurait en juger par leur nature lithologique, car les bassins versants sont établis dans les mêmes formations. Par contre, le faible calibre moyen des galets, qui ont rarement plus de quelques centimètres dans leur plus grande dimension, inciterait à penser qu'ils proviennent de l'Ibaizabal dont la compétence était nettement plus réduite et qui, de plus, a déjà, en ce point, parcouru en plaine un plus long trajet que le Nervion.

Le trait qui paraît surprenant, au premier abord, est le volume des limons, épais de deux ou trois mètres, par rapport aux cailloutis, réduits à des lentilles de quelques décimètres d'épaisseur (9). On a l'impression d'avoir affaire aux restes d'un lit d'inondation, et il est, en tout cas, bien certain qu'on a affaire aux parties latérales d'un large lit, puisqu'on trouve des limons sur une largeur de près de 500 m, en marge de la basse plaine de l'Ibaizabal. A la réflexion, l'existence de ces limons peut être expliquée par le fait que, même à l'epoque semi-aride, une partie des écoulements a pu se faire sous forme liquide dans les grandes vallées. Un tri des matériaux se produisait alors, la matrice argileuse étant séparée de la partie solide et entraînée la première, pour être redéposée dans les parties élargies du couloir.

Il convient aussi de remarquer qu'on peut être conduit à attribuer aux limons une épaisseur exagérée en les confondant avec le colluvial, également épais, qui les recouvre. En effet, les schistes gréseux fins de la roche en place, arasés ici en glacis à l'époque semi-aride, se sont aussi désagrégés plus tard sur les hauts de versant, cette fois, probablement, lors d'un

---

(9 D'aspect frais, ces cailloutis contrastent étrangement avec d'autres, très oxydés, qu'on ne retrouve que par endroits et qui semblent provenir de conglomérats inclus dans les formations en place.

épisode sec et froid postérieur à celui des grands écoulements. Ils ont donné des argiles sableuses qui ressemblent aux limons. Ces argiles conservent cependant encore la grenaille siliceuse anguleuse provenant de petits filons de quartz inclus dans la roche en place. Elles paraissent donc faciles à distinguer des limons.Encore faut-il se livrer à une véritable analyse élémentaire, car, extérieurement et en masse, elles leur ressemblent; ceux-ci, en effet, en raison de leur ancienneté, ont acquis une texture granuleuse et des croûtes s'y sont formées, dont les débris ressemblent, de loin, à la grenaille des formations colluviales.

Les formations si fines du glacis d'Echerre ne sont heureusement pas les seules formations élevées conservées de l'époque semi-aride, car, après la description que nous avons donnée des formations perchées en amont sur les échines d'interfluve, on pourrait vraiment se demander ce que sont devenus les éléments les plus gros des matériaux qui ont été entraînés en aval. Les témoins de cailloutis plus francs en position élevée ne manquent heureusement pas dans ce secteur. Ils abondent au Nord-Ouest de la tranchée de la route, dans le secteur des casernes et dans celui des usines Firestone construites au-dessus de la voie ferrée. Il y sont situés à environ 20 m au-dessus de la basse plaine, séparée en cet endroit du glacis par un abrupt très franc qui constitue l'un des côtés de l'auge alluviale de l'Ibaizabal, auge d'environ 400 m de large, creusée vraisemblablement à l'époque glaciaire. Mais c'est sur le pédoncule du lobe suivant, à Careaga-Dos Caminos qu'il a été longtemps possible d'observer le plus facilement un cailloutis alluvial élevé (35 m au-dessus de la basse plaine pour ses parties hautes), cailloutis bien visible au sommet de la profonde tranchée de la voie ferrée de Madrid, surtout dans sa partie nord, au-dessus de la gare. Nous avons revu ces formations chaque fois qu'un immeuble neuf a été édifié sur l'éperon, mais l'urbanisation rapide de cette zone ne permet déjà plus de l'observer qu'au Nord de l'église.

Le faciès de la formation varie selon les endroits où on l'observe. Les matériaux durs vont du gravier et du petit galet bien roulé, au bloc arrondi de 2 à 3 dm dans sa plus grande dimension. L'ensemble paraît fluviatile en certains points, en d'autres, torrentiel. Nous avons expliqué précédemment qu'il est normal qu il en soit ainsi, les laves des torrents amont ayant été reprises par les écoulements qui arrivaient à se concentrer en aval dans les grandes vallées.

On aimerait pouvoir ajouter, aux observations faites dans les trois grands lobes que nous venons d'étudier, d'autres observations du même genre permettant de fonder plus solidement les hypothèses avancées concernant les enchaînements morphologiques dans les basses vallées. Ceci est à peu près impossible en aval, dans la zone qui précède Bilbao, car l'industrie y est implantée depuis trop longtemps. C'est ainsi que la face aval du lobe de Dos Caminos et une bonne partie du lobe d'Amezola - Uribarri sont occupées par de grands ateliers de construction mécanique. Quant au lobe de Leguizamon, ses formes ont été complèment modifiées par l'apport des morts-terrains des mines de fer de La Peña, situées au Sud-Ouest.

Nous avons cependant pu observer, dans cette zone, quelques placages alluviaux peu étendus, isolés les uns des autres, ce qui en rend l'interprétation très difficile. L'un d'eux est situé de 20 à 30 m d'altitude relative au-dessus de la basse plaine, au Nord-Est d'Amezola, sur un bas de versant en glacis. Ce dernier a dû incontestablement faire partie d'un modelé très différent de celui de l'époque glaciaire. Si l'on juge mal, en effet, de ses rapports avec l'auge alluviale, le raccordement se faisant dans un secteur où les terrassements exécutés à l'occasion de la construction de la grand'route ont beaucoup modifié les formes de détail, le contraste est frappant entre sa planitude et la petite vallée en V aigu qui l'incise et se raccorde avec la nappe alluviale principale. Il s'agit de la vallée par laquelle ont été évacuées les eaux réunies dans une des cuvettes adossées aux couches dures qui constituent la crête structurale de Santo Domingo et de Santa Maña. Or ces cuvettes, lorsqu'elles n'ont pas été trop défoncées, conservent des éléments d'un fond en berceau incontestablement modelé à l'étape précédente semi-aride. Qu'il ait été modelé à la sortie de la cuvette, par un torrent très chargé

en matériaux, et se raccorde avec ce fond, ou qu'il soit un élément latéral du couloir principal, le glacis est donc ancien. Quant aux cailloutis, s'ils n'étaient pas situés sur ce glacis, c'est leur altitude plus que leur faciès qui inciterait à les considérer comme anciens. Leurs éléments durs sont, en effet, en général, de petit calibre (quelques centimètres) et bien roulés. Ils pourraient cependant parfaitement provenir de l'apport longitudinal du cours d'eau principal, puisque, comme nous l'avons déjà expliqué, la pente réduite de celui-ci ne devait pas lui permettre de prendre en charge, en amont, les gros éléments des dépôts torrentiels latéraux.

Un placage d'allure encore plus nettement fluviatile a été, pourrait-on dire, miraculeusement conservé à Bolueta, à l'Est de Bilbao, dans le vallon situé à l'Est de la butte 113. Il est maintenant encastré entre des immeubles et peut-être atteint par un passage couvert au Sud de l'édifice du journal «El Correo Español». Son altitude relative de 25 à 30 m au-dessus de la basse plaine permet de supposer que, malgré son faciés fluviatile, il s'agit d'une formation ancienne d'apport longitudinal, ce que confirme l'existence de limons plus haut placés, en continuité avec les cailloutis, comme sur le lobe d'Artunduaga précédemment étudié.

La recherche de liaisons avec la zone située tout à fait en aval, celle de la ria de Bilbao. est rendue plus difficile encore, non seulement par le fait que la ville y est construite et que les usines la bordent sans interruption, mais aussi parce qu'elle est séparée du cours moyen, déjà étudié, par un couloir étroit, creusé entre des formations calcaires dures urgoniennes faisant chicane. Aucune basse formation alluviale n'a pu se déposer au fond, et, quant aux parties supérieures, elles ont été totalement défoncées lors d'une exploitation minière ancienne. C'est donc seulement en nous fondant sur les analogies existant entre les formes et les formations étudiées précédemment et celles observées dans la ria que nous essayerons de reconstituer, plus tard, l'histoire morphologique de cette dernière.

V — L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DANS LES SECTEURS DE COMPARAISON DE L'IBAIZABAL ET DE L'ARRATIA

Avant de nous intéresser à la ria, il nous a paru préférable de rechercher des points de comparaison plus rapprochés des grands méandres ou les formations alluviales étaient assez étendues. Nous avions précédemment été intéressé (10) par les emboîtements de formes très nets existant dans la vallée de l'Ibaizabal, juste en amont de Galdácano, à 3 km environ, à l'Est, de son confluent avec le Nervion. Ces emboîtements sont situés rive gauche, légèrement en aval de la fabrique La Cantábrica. Perché à 15 m environ au-dessus de la basse plaine, un replat d'une belle régularité pourrait être pris pour une terrasse alluviale (fig. 67 et P. XIII B). On en doute, cependant, lorsqu'on le compare au large fond alluvial subhorizontal de l'auge parfaite creusée au-dessous, fond alluvial qui, lui, a été retaillé en terrasse par le chenal dans lequel coule le cours d'eau actuel. A la vue de cet ensemble on admet difficilement que le replat supérieur puisse être un témoin d'une construction du même genre, même très dégradée. Sans parler de l'absence de formations fluviatiles, qu'on ne saurait affirmer, en raison de la végétation, les formes même sont différentes. Tout d'abord, le replat est loin d'être horizontal. Il se raccorde en pente douce avec la partie supérieure du versant, tandis que le contact entre la nappe inférieure et les côtés de l'auge se fait brutalement. On pourrait penser, il est vrai, qu'au niveau supérieur, la rupture de pente, plus ancienne, a été dissimulée par des formations colluviales. Mais, à la vérité, la partie du versant située au-dessus du replat ne rappelle en rien, non plus, un rebord d'auge plus ou moins continu. Le secteur étudié, au demeurant assez réduit, a plutôt l'allure d'un bord de cuvette arrondi. D'ail-

(10) J. HAZERA. 1956. La basse vallée du Nervion et la ria de Bilbao.

PLANCHE XIII

A. — Emboîtements de formes du glacis d'Aracaldo — Rive droite du Nervion, vue de la rive gauche, Km 27, en direction sud.

B — Emboîtement de formes dans la vallée de l'Ibaizabal — Vue prise de La Cruz, en amont de Galdácano, en direction sud — Au-dessus de la plaine alluviale, on remarque le glacis de versant faisant fausse terrasse (au deuxième plan, tranchée de la voie ferrée).

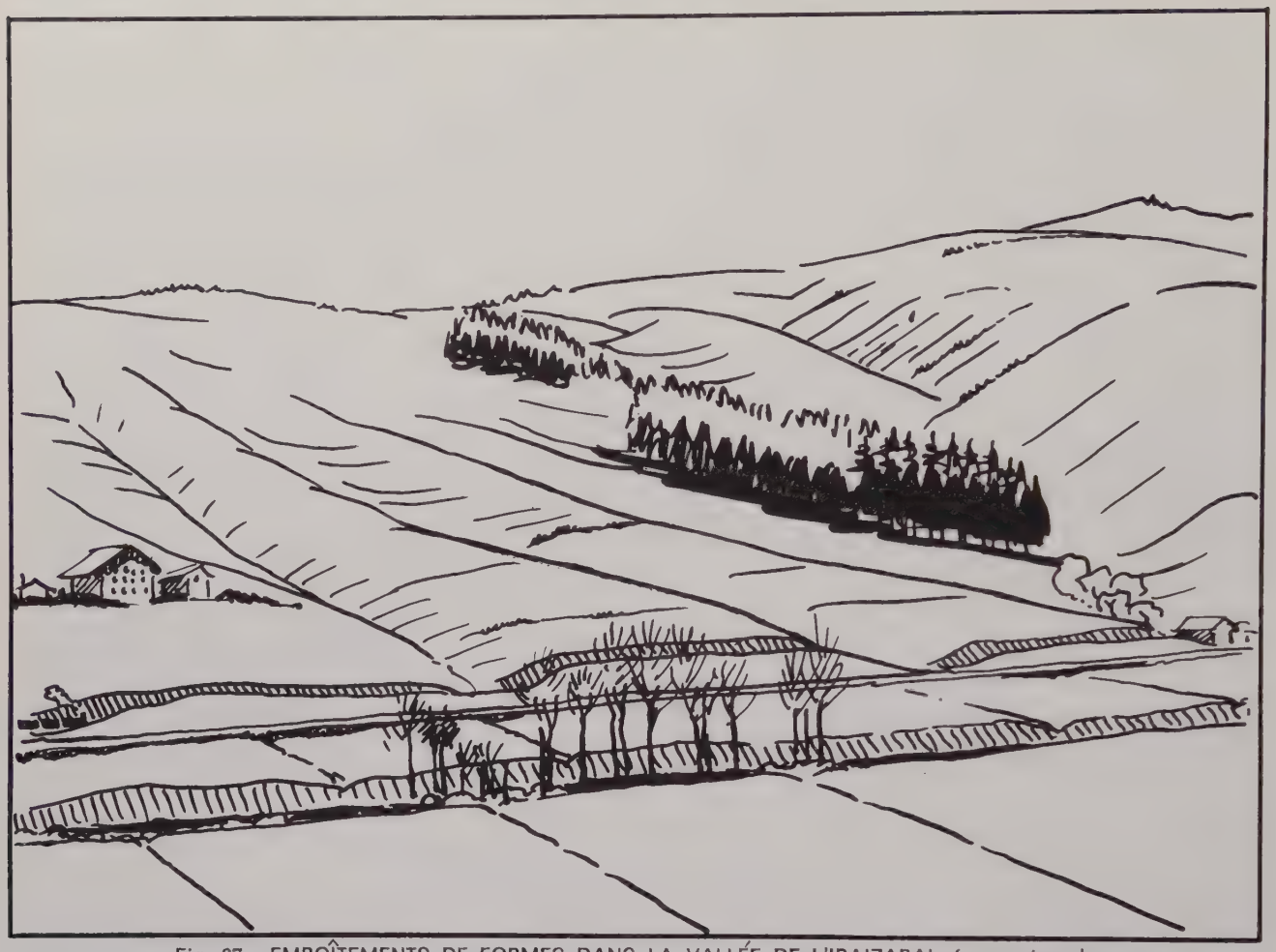


Fig. 67 —EMBOÎTEMENTS DE FORMES DANS LA VALLÉE DE L'IBAIZABAL (vue prise de La Cruz, en amont de Galdácano, en direction sud). Au- dessus de la basse plaine alluviale on remarque le glacis de bas de versant faisant fausse terrasse (Au deuxième plan, tranchée de la voie ferrée).

leurs, si l'on remonte vers l'amont, à Urgoiti ou Usansolo par exemple, on constate l'existence des mêmes replats, mais ils se prolongent, latéralement, beaucoup plus loin par des glacis en pente douce. En somme, au-dessus de l'auge alluviale inférieure en couloir, aux côtés bien marqués, s'épanouissent des formes plus amples, plus molles aussi, cuvettes plus ou moins régulières qui semblent avoir été dégagées à la faveur de la plus ou moins grande facilité rencontrée latéralement selon les formations lithologiques. Les recoupements de ces formes par l'auge alluviale permettent de se faire une idée assez exacte de ce modelé ancien et achèvent de nous convaincre qu'il ne s'agit point des restes d'une autre auge plus haut placée. En effet, ces recoupements s'étant produits, selon les cuvettes, en des parties plus ou moins éloignées de leur centre, les ruptures de pente correspondantes sont situées à des hauteurs différentes, ce qui n'aurait pu se produire si l'on avait eu affaire au rigoureux emboîtement de deux auges dont les fonds auraient été de même style et parallèles. Dans ce dernier cas, il est vrai, un déplacement latéral du talweg inférieur en dehors de la nappe alluviale supérieure aurait pu donner lieu, lors du deuxième épisode, à des recoupements situés à des altitudes différentes selon le côté de l'auge; mais, pour qu'il apparaisse des différences notables d'un même côté, il est indispensable que les formes qui se recoupent aient été de type nettement différent.

Ces démonstrations, un peu théoriques, fondées sur la géométrie, n'ont, à la vérité, pour

but que de confirmer une interprétation que l'étude des formes du terrain et des photographies aériennes suffirait à fonder. Elle conduit à penser que, comme les cuvettes déjà étudiées ailleurs, les formes supérieures de la vallée de l'Ibaizabal, restées perchées au-dessus de l'auge (qui ne peut être que celle des grands écoulements de l'époque glaciaire) doivent beaucoup à l'érosion aréolaire. Ces formes nous paraissent donc encore caractéristiques d'épisodes morphogénétiques de caractère semi-aride.

Outre les formes, on aimerait trouver les formations corrélatives de ces épisodes. Cela est malheureusement beaucoup moins facile que dans les grandes cluses, le matériau dans lequel les cuvettes ont été dégagées comportant peu de séquences dures. Il s'agit, en effet, des formations sédimentaires d'origine mixte, terrigène et marine, qui encadrent les calcaires urgoniens. Elles ont un faciès flyschoïde et se délitent en feuillets minces ou en écailles. On a parlé, à l'Ouest, des marnes gréseuses de Bilbao, mais ces formations ne sont pas plastiques, de sorte que le terme de schistes gréseux fins nous paraît mieux convenir. Quelques passées gréseuses atteignent une épaisseur de quelques centimètres, mais elles sont peu nombreuses; aussi nous manque-t-il ici le beau pavé gréseux de la zone axiale de l'anticlinal de Biscaye que par chance nous retrouvions, latéralement, sur tous les interfluves dans la cluse du Nervion. Sur les replats décrits précédemment on ne trouve guère que des argiles parsemées de débris gréseux. On devine combien il est, dans ces conditions, difficile de faire la part des formations anciennes et d'un colluvial plus récent.

Quelques placages de cailloutis, placés sur le bord de ces replats et paraissant plutôt d'apport longitudinal, ont, cependant, retenu notre attention. Leur existence paraît, en effet, au premier abord, en contradiction avec les processus aréolaires invoqués pour expliquer la genèse des cuvettes. Au Sud d'Usansolo, la coupe de la route permettait autrefois d'en observer un, mais, des murettes ayant dissimulé cette coupe, on ne trouve plus que les éléments durs de la formation, dans les champs, à l'Est de la route. Il s'agit de galets de grès de diverses natures, petits ou moyens (de la noix au poing), mêlés à des cailloux quartziteux durs. Plusieurs de ces éléments ne paraissent pas avoir d'origine locale; ils pourraient provenir du bassin versant de l'Arratia, affluent montagnard de l'Ibaizabal, creusé, pour une part, dans la partie de la zone axiale wealdienne dont les gros bancs de grès durs constituent une série de marches d'escalier au-dessous du massif du Gorbea.

Dans la vallée de l'Arratia elle-même nous avons trouvé quelques lambeaux de cailloutis du même genre. L'un d'eux est situé au confluent de l'arroyo d'Apario, sur la rive droite de ce dernier. Il a été longtemps facile à observer, grâce à une tranchée creusée pour la rectification d'un virage de la grand-route, vers le km 19,5; mais la végétation a maintenant tout envahi. Il s'agit d'une formation de type franchement fluviatile, comportant, entre autres, des galets plats bien roulés de schistes durs. Il ne peut s'agir de l'apport latéral de l'arroyo beaucoup trop court pour que de tels galets aient pu être ainsi arrondis.

Des placages extrêmement réduits peuvent encore être observés en amont de ce point. Pour réduits qu'ils soient, ils confirment l'existence d'un écoulement de type longitudinal à un niveau se rapprochant de celui du fond des anciennes cuvettes. Faut-il, comme nous l'avons fait pour les grandes rivières, admettre qu'à l'époque semi-aride le cours d'eau principal avait occasionnellement un écoulement liquide notable; ou faut-il considérer ces formations de type fluviatile comme contemporaines des premières étapes du creusement linéaire du Quaternaire froid? Il est bien évident que si nous n'observons plus actuellement qu'une auge profonde dans son état final, son creusement a débuté au niveau du fond des cuvettes de l'épisode précédent. Mais, on est, une fois de plus, étonné qu'entre ces placages réduits, situés sur les replats perchés, témoins des fonds de cuvettes anciennes, et la basse plaine, témoin de l'arrêt des écoulements abondants, on ne trouve pas de restes d'autres nappes alluviales formant terrasse.

Dans le cours moyen de l'Arratia, les formes de la cuvette qui s'étend de Yurre à Arran-

zazu pourraient, cependant, prêter à confusion. Plus encore que dans les autres petites cuvettes que nous avons étudiées, elles suggèrent l'idée de deux terrasses emboîtées, surtout lorsqu'on observe les formes supérieures à partir de la basse terrasse sur laquelle est établie la route. Une série de buttes de même altitude, au profil trapézoïdal, séparées par des vallons en V se raccordant avec la basse plaine, semble pouvoir être ce qu'il reste d'une ancienne plaine alluviale de montagne, incisée latéralement par de petits affluents rejoignant l'auge principale. Autant que la végétation permette d'en juger, il n'existe cependant pas de couverture alluviale sur le sommet de ces buttes. Au surplus, celui-ci a une pente latérale notable ce qui nous incite à y voir, comme ailleurs, un bas de versant modelé en glacis, plus qu'une terrasse en liaison avec le cours d'eau principal. Par contre, nous avons trouvé, à quelques mètres en contrebas, en particulier au-dessous de la chapelle de San Miguel, un placage paraissant du même genre que ceux observés en aval, et qui pourrait donc, comme eux, avoir été déposé lors des premiers épisodes de creusement de l'auge alluviale à l'époque glaciaire.

Ce dernier exemple nous confirme combien il est difficile de fonder des interprétations sur l'étude des formations alluviales dont seuls quelques placages sont visibles en raison de la présence d'une couverture végétale épaisse. Celle-ci, non seulement revêt les formes originelles, mais envahit aussi très vite les coupes provenant des tranchées des routes ou des voies ferrées. Cela nous a conduit à attacher le plus grand prix aux coupes récentes. L'une des dernières ouvertes l'a été à l'occasion de l'établissement d'une déviation de la grand'route de Bilbao à St. Sébastien, précisément dans le secteur aval de Galdácano-La Cruz, sur la rive opposée à celle où nous avons observé nos premiers replats à allure de terrasse. Cette coupe nous a confirmé ce que nos observations fragmentaires antérieures nous laissaient supposer, à savoir qu'il existe bien, en Biscaye, sous la couverture végétale, ou sous un colluvial de mise en place récente, des formations alluviales beaucoup plus abondantes qu'il ne semblait au premier abord. Dans le cas présent on a voulu, pour tracer la nouvelle route, profiter de l'auge alluviale; mais, le fond de celle-ci étant inondable lors des grosses crues, on a été amené à établir la route à quelques mètres au-dessus de ce fond alluvial. Pour réaliser les terrassement aux moindres frais, et en même temps s'éloigner au maximum du cours d'eau actuel, on a placé la chaussée au pied même d'un des côtés de l'auge, rive droite, et on a remblayé avec les déblais provenant d'un léger creusement dans le talus naturel. La route, et donc la coupe, épouse approximativement la courbe d'un lobe de méandre. Une couverture alluviale, épaisse de quelques décimètres sur la face amont et de un à deux mètres à l'extrémité du lobe, a ainsi été mise en évidence. Il semble qu'on ait affaire, sur ce lobe, à une sorte de glacis alluvial continu, dont on peut supposer qu'il s'est constitué au cours d'un enfoncement, également continu, combiné avec un déplacement latéral, puisqu'il s'agit d'un lobe de méandre. Lorsque, du fond de l'auge, à l'Est, on observe le profil de ce lobe, on est frappé par sa pente régulière jusqu'à une altitude relative d'environ 15 m. Au-dessus, le profil se rompt brutalement et la pente devient beaucoup plus douce (fig. 68). Il est donc vraisemblable de supposer que la partie supérieure fait partie intégrante des formes modelées par un système d'érosion différent, le même, vraisemblablement, que celui auquel les replats observés sur la rive gauche doivent leur genèse. Une confirmation de tout ceci nous est indirectement apportée par le fait que le sommet est, autant qu'on en puisse juger, dépourvu de formations alluviales du type de celles situées plus bas. Or cela est normal s'il s'agit bien de formes dégagées par des processus aréolaires locaux. L'absence d'éléments durs dans la couverture colluviale s'explique, en effet, en raison de la nature lithologique des formations locales, un flysch tendre schisto-gréseux assez dépourvu de parties dures.

Cette interprétation des formes du lobe par la succession de deux modelés, le premier du type des cuvettes élaborées en milieu semi-aride, l'autre en rapport avec le creusement en auge de la vallée semble, cependant, se heurter à la difficulté d'expliquer la présence d'un placage alluvial d'allure fluviatile à une altitude élevée sur la face aval du pédoncule, placage bien mis en évidence par la tranchée de l'ancienne route de Bilbao à Saint-Sebastien, au Nord

Fig. 68.—LE PROFIL DU LOBE DU MÉANDRE DE GALDACANO vu de la basse plaine alluviale de l'Ibaïzabal, en direction Ouest. Remarquer la rupture de pente entre le côté de l'auge et le glacis ancien perché.

de l'église de La Cruz. Ce placage est, en effet, situé à 20 m au-dessus du fond de l'auge, alors que, sur la coupe de la route, nous n'avons pas observé de dépôts alluviaux au-dessus de 8 à 10 m. Sa composition ne semble pas foncièrement différente de celle de ces derniers, bien que la matrice paraisse plus fauve. L'orientation des galets paraît indiquer qu'ils ont été déposés par un courant passant au-dessus du pédoncule. Devons-nous admettre qu'il s'agit, dans ce secteur aval, de formations de l'époque des cuvettes, reprises dans le secteur amont où les matériaux étaient plus grossiers? S'il n'en est pas ainsi, s'agit-il d'un premier apport des grands écoulements d'origine nivale de l'époque glaciaire? On voit combien ces lambeaux isolés, qu'il est difficile de faire entrer dans un dispositif d'ensemble, posent de questions. On comprend, en même temps, pourquoi nous attribuons beaucoup de valeur aux formes exprimant l'emboîtement des cuvettes et des auges alluviales, partout où elles apparaissent clairement.

VI — CONCLUSION CONCERNANT L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DANS LES GRANDES VALLÉES

Les enseignements que l'étude des cuvettes et des parties inférieures des grandes vallées nous a apportés peuvent être résumés très simplement, car les traits observés sont partout les mêmes: les formes sont trés expressives mais les formations alluviales sont absentes ou cachées. Au fond des cuvettes amples, ou des couloirs tortueux des vallées «en berceau», une auge alluviale a été dégagée. Le raccordement des deux formes donne lieu, sur les versants, à une rupture de pente, située à une altitude de quelques dizaines de mètres au-dessus du fond de l'auge, altitude qui varie selon la façon dont l'emboîtement s'est produit localement. Dans les cuvettes, ou aux endroits où les vallées s'élargissent, subsistent des

parties latérales du fond de berceau ancien; perchées au-dessus de l'auge alluviale, elles font figure de haute terrasse. Cependant, même lorsque la partie interne des replats correspondants comporte une couverture alluviale, on ne saurait les confondre avec des terrasses fluviatiles construites sous climat humide, car, alors que celles-ci sont essentiellement fonction d'un écoulement dans le sens longitudinal, il est manifeste que les côtés du berceau sont des formes de versant dont le modelé ressortit à celui des glacis en roche tendre.

Si l'on n'éprouve donc pas de difficulté à distinguer partout des emboîtements de formes exprimant la succession d'un système d'érosion semi-aride et d'un système d'érosion sous climat froid et humide, nous avons vu qu'il est beaucoup plus difficile d'obtenir confirmation de cette succession par l'étude des formations alluviales. Ceci provient d'abord du fait qu'il en subsiste peu, ou qu'elles sont dissimulées par la végétation. La difficulté s'accroît encore en raison des faciès parfois semblables que peuvent avoir ces formations, les éléments des plus récentes provenant, en partie, des plus anciennes. On conçoit, dans ces conditions, que la comparaison de simples placages ne permette pas, à elle seule, les distinctions que rend possible l'étude des formes; d'où la grande valeur que nous attribuons aux emboîtements entre fonds de berceau et auges alluviales partout où ils apparaissent clairement.

Mais, un trait étonne l'observateur habitué à trouver dans les vallées des systèmes de terrasses emboîtées plus compliqués, comme il en existe d'ailleurs, nous l'avons vu, dans la partie de notre domaine de drainage méditerranéen: c'est l'absence de restes de nappes alluviales en position intermédiaire entre les replats perchés, témoins des fonds de cuvettes anciennes, et la basse plaine, témoin de l'arrêt des écoulements abondants. On peut se demander si ce trait ne proviendrait pas de ce que, dans nos basses montagnes, l'absence de rétention nivale a longue échéance a donné, durant l'époque glaciaire, un rythme annuel à l'alternance creusement accumulation, ce qui conduisit à des retouches très progressives des formes qui paraissent ainsi avoir été creusées de façon continue. Ce rythme annuel, toujours le même, aurait été bien différent de celui du débit liquide dans les vallées glaciaires dont les variations sont aussi annuelles, mais en même temps fonction du rythme, beaucoup plus lent, de l'évolution d'ensemble du glacier se constituant puis disparaissant progressivement. C'est aux différences de débit liquide selon ce rythme que sont dues la construction puis la destruction partielle des nappes alluviales dites fluvio-glaciaires dont les restes constituent les terrasses. Dans nos grandes vallées l'hypothèse d'un rythme rapide, donnant l'impression de la continuité est confirmée par la présence, sur les côtés de l'auge, de la pellicule alluviale dont nous avons constaté l'existence grâce aux coupes fraîches de La Cruz. Cette pellicule nous paraît avoir pu se constituer grâce à l'abandon annuel d'une petite partie latérale de la nappe alluviale qui recouvrait le fond de l'auge. Lors de la crue provoquée par la fonte des neiges, le cours d'eau devait, en effet, rebrasser une bonne partie des matériaux de cette nappe, mais, comme il ne prenait pas la totalité en charge dès le début et qu'il creusait en même temps, il en laissait définitivement une fraction sur les bords. Les déplacements latéraux expliquent qu'on puisse trouver des parties de versants d'auge non couverts, comme c'est le cas en ce qui concerne le lobe de San Miguel de Basauri, ou, au contraire, quelques placages alluviaux plus épais que d'autres. On remarquera que, si la construction de la couverture alluviale s'est faite selon le rythme proposé, il n'est pas nécessaire d'imaginer, comme nous l'avions cru un moment, que les débits ont été sans cesse croissant jusqu à des écoulements abondants.

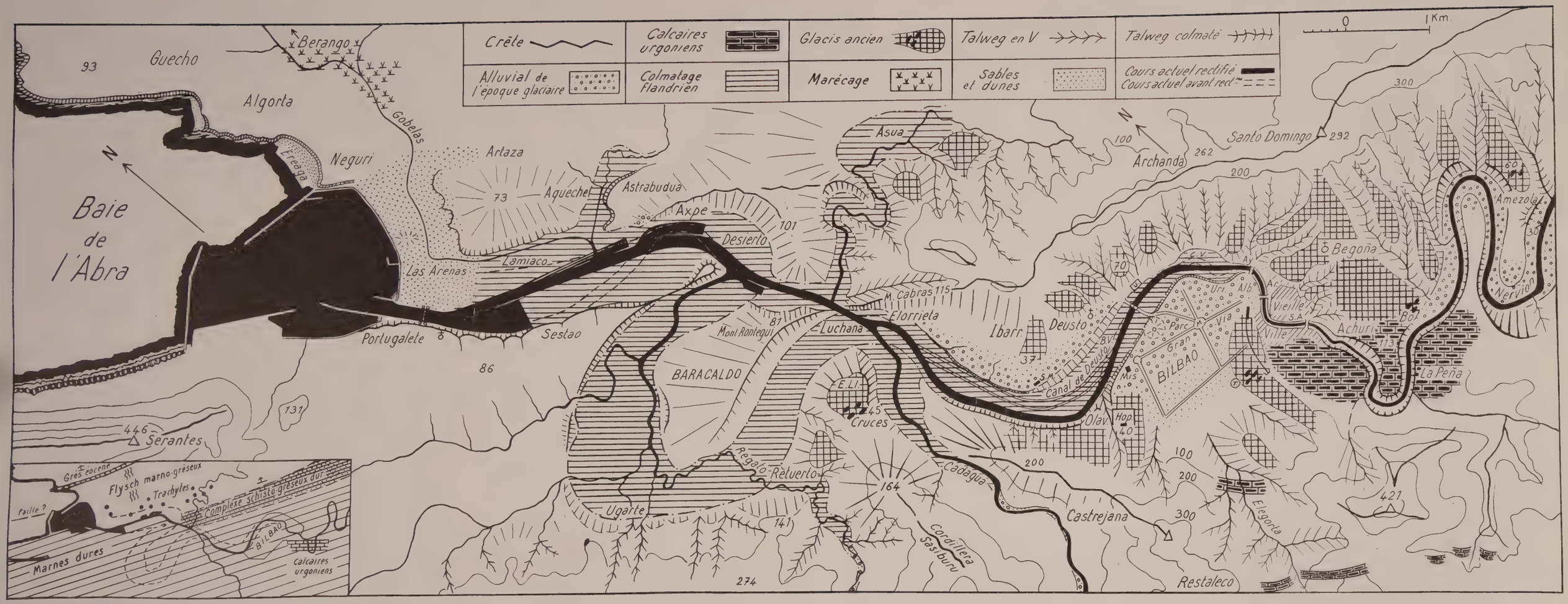


Fig. 69.—MORPHOLOGIE DE LA RIA DE BILBAO. *Abréviations: Alb.:* Albia; *Ar.:* Arenal; *Ay.:* Ayuntamiento; *Bol.:* Bolueta; *B.V.:* Botica Vieja; *C.V.:* Campo Volatín; *E. Ll.:* El Llano, *Hop.:* Hopital de Basurto; *Ibarr.:* Ibarrecolanda; *M.:* Place Moyua; *Mis.:* Misericordia; *Olav.:* Olaveaga. *S.A.:* San Antón; *S.M.:* Collège de sourds-muets; *T.:* Plaza de toros; *U.:* Université de Deusto; *Uri.:* Uribitarte.

CHAPITRE IX

LA RIA DE BILBAO

Les difficultés rencontrées à reconstituer, dans les grandes vallées, l'histoire de l'époque glaciaire à l'aide des maigres formations alluviales conservées ou visibles au-dessus de la basse plaine font que l'on est heureux de trouver, dans les estuaires, le plan de référence supplémentaire et continu du remblaiement flandrien. Du moins peut-on espérer, grâce à ce repère commode et quasi universel, auquel la même signification chronologique est généralemen accordée, se faire une idée précise de la succession de quelques étapes relativement récentes du Quaternaire.

Dans l'estuaire du Nervion (fig. 69) les grandes surfaces planes et marécageuses de ce colmatage ne peuvent échapper à l'observateur, bien que l'industrie les colonise de plus en plus, les trouvant plus faciles à utiliser que les versants à forte pente des parties non ennoyées de la basse vallée, et ce, malgré les problèmes techniques que posent les implantations sur un sédiment insuffisamment consolidé où il faut avoir non seulement recours aux artifices des pilotis et des radiers, mais encore remblayer, si l'on veut échapper au flux des fortes marées.

Dans Bilbao même, la zone portuaire, située sur la rive gauche, a été ainsi aménagée sur le schorre flandrien. Un peu plus en aval, rive droite, un grand nombre de vieilles usines s'alignent en bande, de Botica Vieja à Elorrieta, entre le Nervion et les travaux du canal de Deusto qui doit recouper le coude d'Olaveaga. Plus en aval encore, après le retrécissement de Luchana, les énormes installations des cockeries et laminoirs de la Société des Hauts fourneaux de Biscaye et des chantiers de construction navale ne laissent plus rien deviner de la partie du schorre très remblayée qu'elles occupent sur la rive gauche; tandis que, rive droite, au contraire, une zone depuis longtemps réservée, à Lamiaco, par la «Junta de Obras del Puerto» pour y creuser une nouvelle darse, a presque conservé son caractère originel.

Mais, c'est à Baracaldo, dans le lit très large d'un ancien méandre abandonné à la suite du recoupement du pédoncule de Luchana, qu'on peut se faire l'idée la meilleure de ce colmatage et de son extension. Bien que l'industrie les grignote aussi peu à peu, plusieurs kilomètres carrés de ces basses terres y subsistent encore, dans un état assez proche du colmatage originel. Plusieurs secteurs sont, cependant, préservés de la marée par des levees de terre; ils ont été mis en culture, bien qu'ils soient souvent noyés par les eaux de pluie, faute d'écoulement.

L'extension et la topographie du Flandrien méritent, on le voit, que nous nous y interessions assez longuement; d'autant plus que, si certaines parties en ont été soustraites à nos investigations, sur d'autres les modifications de la zone industrielle ou portuaire ont l'avantage de nous offrir, presque sans arrêt, des coupes ou des sondages nouveaux à interpréter. Avant d'entreprendre cette étude, nous croyons cependant, souhaitable de décrire le cadre dans lequel ces formations se sont déposées, c'est-à-dire la basse vallée du Nervion.

I — LA BASSE VALLÉE DU NERVION AVANT L'ÉPISODE FLANDRIEN

Les formes générales de la basse vallée dont le fond a été colmaté ne sont pas, en raison de leur ampleur, toujours faciles à embrasser d'un coup d'oeil. En dehors du recours à la carte, ou mieux à la photographie aérienne,on a intérêt à prendre de la hauteur et à parcourir la très pittoresque route de crêtes située, au Nord-Est, entre la vallée du Nervion et celle de l'Asua, à une altitude moyenne de 200 m.

A — LA CUVETTE DE BILBAO ET SES RESTES DE GLACIS ANCIENS

Du site d'Archanda on se rendra compte qu'après l'étroit de La Peña et du vieux quartier d'Achuri, le Nervion débouche dans une sorte de grand ombilic, ou cuvette quasi circulaire, dont il lèche le bord septentrional. C'est dans cette cuvette, d'environ deux kilomètre de diamètre, qu'a été construite la ville moderne, dont on remarquera, en passant, la belle ordonnance (1).

L'ampleur relative de ces formes, contrastant avec l'étroitesse du couloir situé en amont, incite à y voir le résultat de la mise en valeur par l'érosion de différences de dureté de nature lithologique; mais les études des géologues sont ici trop générales pour que soient cartographiées les différences locales de faciès auxquelles on pourrait attribuer ces différences de dureté. On en reste donc réduit aux conjectures, justifiées, cependant, par les caractères généraux de la formation, dite des «marnes de Bilbao», constituée par l'alternance de secteurs à couches minces très délitables, et de secteurs armés de bancs calcaires plus durs.

Quant aux processus qui ont permis le dégagement de cette cuvette, ils sont, sans doute, les mêmes que ceux qui ont contribué au creusement des dépressions que nous avons déjà rencontrées dans les zones de roches tendres; c'est-à-dire qu'ils sont, au moins en partie, de type aréolaire et se sont manifestés sous climat semi-aride. Ceci est confirmé par l'existence, sur les bords de la cuvette, de restes de glacis latéraux, bien visibles des hauteurs d'Archanda (Fig. 70). C'est ainsi qu'à Deusto, rive droite, au-dessus de l'église et de l'université, deux beaux replats ont été conservés, à 70 m. environ au-dessus de la basse plaine alluviale; leur pente douce a incité à y construire deux groupes de villas, bien avant que le reste du versant ne soit colonisé par des immeubles locatifs de qualité médiocre. Il est facile de vérifier qu'il ne s'agit pas d'un replat structural, et donc bien, vraisemblablement, des restes d'un ancien glacis de versant, modelé dans les «marnes» de Bilbao, et adossé aux formations plus dures du complexe supra-urgonien qui constituent la crête d'Archanda et de Santo Domingo. Nous avons déjà parlé de ce glacis à propos des formations qui en recouvrent une partie, au-dessus du méandre d'Amézola, situé en amont, et nous avons signalé, à cette occasion, que cette partie a été très disséquée par des torrents dont les talwegs débouchent sur la basse terrasse. Il en est de même à Deusto où l'on n'a plus affaire qu'à des croupes d'interfluve à sommet plat, séparées par des ravins en V aigu. Il est cependant très facile de se représenter ce qu'a dû être le glacis dans son intégralité en observant,d'Archanda,ce qu'il en reste à l'Est, vers Begoña, haut quartier de Bilbao situé à mi-pente. On constate que, probablement grâce au fait que le Nervion de l'époque glaciaire a utilisé dans ce secteur un passage situé très au Sud, on a là un glacis de deux kilomètres de long, partant du pied du Santo Domingo pour se terminer

---

(1) Un plan en damier a été prévu dès l'origine et a été respecté. Il tient compte d'un certain nombre de nécessités: large pénétrante axiale (Gran Via) partant de la vieille ville, complétée par des diagonales permettant des traversées plus faciles. Ce plan a été malheureusement dépassé; et, malgré l'existence, le long de la ria, de villes satellites comme Baracaldo ou Portugalete, la croissance de cette ville industrielle, au cours des dernières décennies, a provoqué, autour de ce noyau, logiquement disposé. des débordements anarchiques (et parfois démentiels, lorsqu'on compare le volume et la surface construite) dans le but de faire face à la demande de logements **à bon marché**.

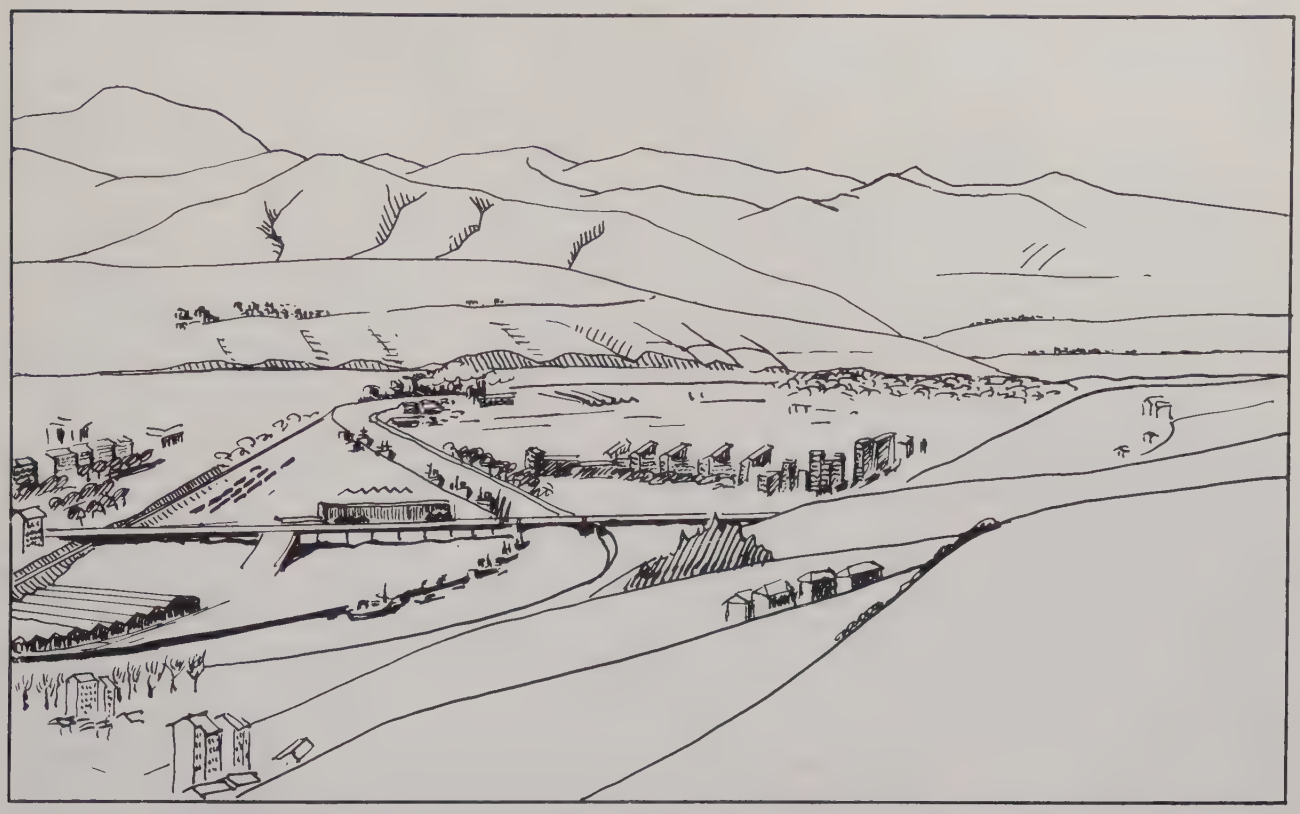


Fig. 70.—LA CUVETTE DE BILBAO ET LA RIA vues des hauteurs d'Archanda en direction de l'Ouest-Sud-Ouest. Au premier plan, les racines des glacis anciens dont on aperçoit l'équivalent sur l'autre rive, en arrière du site urbanisé. Au deuxième plan, le grand pont de Deusto marque le niveau de la terrasse alluviale dont il réunit les éléments (Bilbao rive gauche, Deusto rive droite). Ce pont passe au-dessus du schorre flandrien qui est aménagé en zone portuaire.

en pente douce au bord de l'auge alluviale qui le recoupe à une altitude relative de 30 m. environ, au Nord de Bolueta. Ce glacis a été divisé en lanières par des torrents à l'époque glaciaire, mais il garde, malgré cette retouche, des formes continues bien caractéristiques et, au moins à l'aval, le profil trapézoïdal des croupes indique que sa surface n'a pas été très modifiée sur les interfluves actuels.

On n'a pas de difficulté à comprendre comment des formes plus ou moins tronquées ont été réalisées à partir de ce glacis, selon qu'au cours de son enfoncement, à l'époque glaciaire, le Nervion, en se déplaçant latéralement, a plus ou moins largement mordu sur le versant. A Amézola, la moitié à peu près du glacis a été conservée, tandis qu'à Deusto il n'en reste plus que la racine. (Fig. 69).

On retrouve des formes semblables sur le bord sud de la cuvette. C'est ainsi, comme nous le verrons plus tard, qu'une partie de la ville moderne de Bilbao est construite sur des glacis de ce genre, bien qu'on ne s'en rende pas compte au premier abord. Par contre, toujours au Sud, les formes du rebord du large couloir qui fait suite à la cuvette, paraissent plus caractéristiques, parce que tronquées. Le contraste est particulièrement net, sur le bord de la butte de Castrejana, entre des formes supérieures en pente douce et le côté de l'auge alluviale qui les tranche selon un talus très raide. Celui-ci, il est vrai, est accentué par les coupes de la route et des voies ferrées qui n'ont pu y être établies que dans des tranchées. Ces coupes mettent particulièrement en valeur les croupes trapézoïdales subsistant entre les vallons des minuscules torrents qui ont divisé le versant ancien. Celui-ci était d'ailleurs très court, si bien que les torrents ne sont pas arrivés à creuser assez pour que leur talweg se raccorde avec le fond de la vallée principale, de sorte qu'on a presque l'impression de valleuses perchées au-dessus de cette dernière (Fig. 70).

B — LE MÉANDRE RECOUPÉ DE BARACALDO

En aval de Bilbao, nous avons déjà signalé, en donnant un premier aperçu de l'extension des formations flandriennes, que le tracé actuel de la ria est dû à un raccourcissement récent de son cours. Avant de passer tout droit à Luchana, le Nervion avait modelé, à Baracaldo, un beau méandre à l'échelle des crues de l'époque glaciaire. Il venait, d'ailleurs, de recevoir les apports supplémentaires du Cadagua, et il est probable que c'est en raison de cette augmentation de puissance (2), autant qu'en raison des facilités lithologiques, qu'est due l'ampleur du méandre (2 km 500 environ), ampleur double de celle des méandres du beau train modelé en amont de Bilbao. Les formes caractéristiques qui n'ont pas été ennoyées par le colmatage flandrien ont été très bien conservées: l'ancien pédoncule recoupé garde, au pied du Mont Rontegui, les traces bien nettes de l'abrupt de rive concave, dans le prolongement exact de celui qui subsiste aussi à la base du Mont Cabras à Elorieta. Les formes sont moins caractéristiques au pied du flanc nord de l'anticlinal de Galdames dont les alignements structuraux ont été suivis de Retuerto à Ugarte. Par contre, la courbe externe du méandre est mieux marquée à l'Ouest, mais surtout au Nord, où le modelé caractéristique de rive concave s'est bien conservé dans les marnes dures de Sestao, jusque dans le pédoncule, extrêmement effilé, qui termine la courbe au Nord-Ouest et rattache à la terre ferme les restes minuscules d'un autre lobe. En face de ce dernier, l'amphitéâtre de rive concave correspondant, parfaitement conservé, mais beaucoup moins ample que celui de Baracaldo (est-ce parce qu'il est modelé dans les trachytes durs d'Axpe?) complète les formes du dernier méandre bien calibré du Nervion avant son embouchure.

La façon dont le pédoncule de Luchana a été recoupé mérite qu'on s'y arrête, car ce recoupement ne s'est pas effectué selon le processus le plus courant de rencontre de deux rives concaves à la suite de la migration latérale des méandres. Les deux rives en opposition étaient, en effet, éloignées encore de 700 m lorsque la rupture s'est produite. Mais, dans cet intervalle aboutissait le cours d'eau qui draine la petite vallée d'Asua, ouverte, au Nord-Est de Bilbao, dans le flysch du Crétacé supérieur. Cette vallée n'ayant guère plus de 10 km de long, le rio Asua n'est plus maintenant qu'un gros ruisseau, mais il n'en a pas toujours été ainsi, si l'on en juge par les méandres bien calibrés qu'il a modelés autrefois. On peut apprécier la largeur de l'ancien lit grâce à celle du colmatage flandrien qui, dans les méandres encaissés situés avant le confluent avec le Nervion, atteint 200 m environ. Malgré l'emplacement actuel de ce confluent, situé assez en amont dans la percée, mais probablement artificiellement, à la suite de l'aménagement du schorre, nous pensons que c'est plutôt en aval, vers Desierto, qu'aboutissait autrefois l'Asua. S'il n'en était pas ainsi, il faudrait admettre qu'un petit affluent a aidé au sciage de ce côté.

On remarquera, en passant, que, si l'existence de la vallée de l'Asua permet d'expliquer le recoupement du méandre de Baracaldo, le tracé de la partie aval du rio Asua, lui-même, est assez enigmatique. Au village d'Asua, il abandonne, en effet, la gouttière ouverte dans le flysch tendre qui aboutit dans la baie de l'Abra, pour traverser, au Sud-Ouest, les couches subverticales schisto-gréseuses beaucoup plus dures qui prolongent la crête de Santo Domingo. Ce tracé suggère une capture; mais, outre le fait que rien dans la topographie de la gouttière ne vient confirmer un ancien passage au Nord-Ouest, on se demande comment un petit affluent du Nervion aurait pu s'enfoncer si rapidement dans cet ensemble dur. Il est vrai que la remontée de roches volcaniques au Sud-Ouest d'Asua, a dû s'accompagner d'un bouleversement tectoni-

---

(2) Bien qu'une comparaison des débits actuels de ces divers cours d'eau n'ait qu'une valeur indicative nous rappellerons les chiffres cités par C. DE ECHEGARAY dans sa «Geográfia del Pais Vasco-Navarro». Le débit moyen du haut Nervion aurait été, au cours d'une année, de 1,365 m³ à la seconde, celui de l'Ibaizabal de 8,616 m³ (probablement parce qu'il draine le château d'eau du Gorbea, le plus haut sommet de la Biscaye: 1.475 m) et celui du Cadagua de 6,79 m³.

que, ce qui a facilité le travail de l'érosion de ce côté. Dans ces conditions, les facilités ont pu être utilisées assez tôt; la gorge actuelle a pu être précédée d'un couloir de déversement de la vallée-cuvette (3) d'Asua, ceci, dès l'époque des épisodes préglaciaires, sous climat de type semi-aride.

C — LE GLACIS ANCIEN DE CRUCES

Le grand méandre dilaté de Baracaldo a tellement empiété sur l'espèce de grande gouttière en roche tendre qui fournissait, en amont, le cadre dans lequel serpentait le Nervion, qu'on peut se demander si les formes de l'époque glaciaire n'ont pas fait disparaître, ici, toute trace des épisodes antérieurs, en particulier de celui de type semi-aride défini dans la cuvette de Bilbao. Il n'en est cependant rien. Nous avons, au contraire, trouvé, au sommet du lobe de Cruces (celui qui fait face aux beaux abrupts de rive concave des Monts Cabras et Rontegui), les restes d'un glacis, perché actuellement à une altitude moyenne de 40 m et recouvert d'un cailloutis paraissant corrélatif. Ce glacis est surmonté d'une véritable pyramide résiduelle, la butte 164, qui semble devoir ses formes à sa position à un confluent, plus qu'à une dureté différente de celle des schistes tendres qui ont été arasés. Le glacis situé au pied est si franc et si bien conservé, que la toponymie l'a souligné; sa partie nord a été appelée El Llano (le plat, ici le replat). Le creusement de l'époque glaciaire l'a affecté de deux façons différentes: l'érosion linéaire l'emportant, mais le cours d'eau se déplaçant latéralement dans la courbe, un glacis en pente plus raide a été modelé à la suite du glacis ancien. Sur ce dernier le ruissellement concentré a ouvert des vallons en V qui, en le divisant, lui ont donné, en plan, la forme de deux folioles.

Les cailloutis, peu visibles en surface, nous ont été révélés par les terrassements entrepris lors de la construction d'une grande polyclinique. Ils présentent, au premier abord, des caractères assez contradictoires. Une bonne partie des éléments durs est bien roulée et de petit calibre (moyenne du grand axe 5 cm), de sorte qu'on a l'impression d'avoir affaire à une formation fluviatile. Quelques blocs gréseux de plusieurs décimètres apparaissent cependant, mais ne semblent pas dépasser la compétence d'une grande rivière. Par contre, la présence de nombreux blocs de quartz ferrugineux, de 40 à 50 cm dans leur plus grande dimension, donne à l'ensemble un caractère très hétérométrique. Qui plus est, certains de ces blocs sont bien roulés alors que d'autres ne le sont pas du tout. En définitive, il semble évident qu'on a affaire à une formation groupant des matériaux locaux et des matériaux d'origine plus lointaine. La présence du quartz est une précieuse indication, car plusieurs filons en ont été reconnus par J. M. Rios dans le secteur de la Cordillera Sasiburu (4) et de la butte de Castrejana. Le quartz non roulé peut donc avoir été pris a quelques centaines de mètres, ou à quelques kilomètres seulement, du dépôt. Par contre, on trouve des morceaux de galets, pourtant durs, très malmenés, portant, des traces de percussion, ou auxquels des éclats ont été enlevés. Cela nous semble l'indice d'une reprise, en amont, d'éléments déjà roulés. Quant à la mise en place de la formation à Cruces, elle doit être assez ancienne, si l'on en juge par le fait que certains galets se sont clivés dans la formation même, tous les morceaux restant dans leur position originelle.

Les contradictions que paraissent révéler un tel assemblage ne sont qu'apparentes. Le point essentiel nous semble être la nécessité de concevoir un système d'érosion dont la compétence permette le transport des gros blocs; à moins d'admettre, ce qui n'est pas impossible pour les blocs de quartz non roulés, qu'ils proviennent du versant même au pied duquel nous les trouvons. Il nous semble qu'un écoulement torrentiel, comportant même parfois un transport dans de véritables laves, était indispensable. Ce type d'écoulement était réalisé sous climat se-

(3) Chapitre XI.
(4) J. M. RIOS ouvrage cité p. 23.

mi-aride. Le mélange de matériaux peu roulés et de matériaux bien roulés n'a alors rien d'anormal si l'on considère que nous trouvons dans la zone aval d'un couloir dans lequel ont convergé les apports locaux et les apports venant de l'amont. En ce qui concerne ces derniers, ils ont pu être brassés, et donc arrondis, au cours d'un long tansport de cuvette en cuvette, transport dont une partie a dû vraisemblablement être effectuée par des écoulements plus liquides qui ne sont jamais exclus en système semi-aride.

On peut se demander quelle a été dans le façonnement du glacis de Cruces, la part respective du Nervion, du Cadagua, et même du Regato, dont les confluents sont très rapprochés. Il est certain que le Cadagua doit avoir joué un rôle de premier plan, puisque les formations qui recouvrent le glacis comportent des quartz qui semblent ne pas exister dans le bassin du Nervion, du moins en aval, tandis qu'ils abondent dans la partie inférieure de la vallée du Cadagua, en particulier sur la crête de Castrejana. Un sapement latéral du grand oued préglaciaire Cadagua, très chargé en matériaux à sa sortie de la montagne, est donc vraisemblable, les formations recouvrant en partie le glacis étant à attribuer à l'épisode final ayant précédé le changement de style. On ne peut, cependant, réduire à rien le rôle du Nervion dont l'action a dû s'exercer sur la partie aval du glacis où il a probablement déposé aussi des cailloutis, ou surtout, peut-être, des limons. Nous n'avons pu faire le partage, en raison de la couverture de la végétation, entre ceux qui provenaient du Nervion et ceux qui provenaient du Cadagua. Enfin, sans être nullement à minimiser, en raison de l'énorme déblaiement que ce cours d'eau a réalisé en amont, le rôle du Regato est difficile à apprécier par rapport à celui du Cadagua; le modelé de la zone ouest du glacis doit pouvoir lui être attribué.

D — LA BASSE VALLÉE

Du grand méandre recoupé de Baracaldo à la mer, la basse vallée du Nervion paraît avoir été un couloir presque rectiligne d'un kilomètre de large. Il est vrai que, l'ennoiement étant ici plus grand qu'en amont, on apprécie moins bien ce qu'ont pu être les formes cachées. On peut penser qu'après le coude de Desierto le cours d'eau était rejeté vers Sestao et ondulait ainsi à nouveau entre berges. Il n'empêche que la direction générale de la basse vallée est rectiligne. Cette direction est celle de la baie de l'Abra, plus particulièrement celle de son bord sud-ouest, lui-même constitué par des alignements structuraux. C'est là un trait qui ne peut manquer de frapper, surtout si l'on considère que, pour suivre cette direction, le cours d'eau abandonne la gouttière en roche tendre qu'il suivait depuis son confluent avec l'Ibaizabal. Ce passage vers le Nord n'est d'ailleurs pas un trait récent dû au recoupement du méandre. Avant que celui-ci ne se produise, le cours d'eau traversait déjà le bord de la gouttière, à peine plus à l'Ouest. Il est vrai que celui-ci, taillé, jusque là, dans un matériau assez dur, perd son caractère de vraie barrière là où il est modelé dans des roches plus marneuses. C'est aussi le moment où le Nervion, grossi du Cadagua, augmente de volume. La conjonction de ces deux faits nouveaux, bordure moins dure et confluence, est-elle suffisante pour expliquer que le cours d'eau ait, à l'époque glaciaire, débordé du couloir dans lequel il était installé jusque là, pour passer, au Nord, dans la bande tendre du flysch du Crétacé supérieur? Le couloir se poursuivant vers le Nord-Ouest, il lui eût été facile de continuer à le suivre. Les marnes dures de Sestao, qui ont si bien conservé certains modelés de rive concave, auraient alors suffi à le contenir. Il est donc vraisemblable que d'autres facilités se sont présentées vers le Nord. La concordance des directions de la basse ria et de la profonde baie de l'Abra pouvant difficilement être considérée comme fortuite, les facteurs qui ont facilité le creusement de l'une et de l'autre pourraient bien être les mêmes. La présence de la bande de flysch tendre crétacé, enserrée entre les marnes dures armées de calcaire du Serrantes, au Sud-Ouest, et les grès éocènes d'Algorta, au Nord-Est, a, évidemment, rendu le creusement plus facile; mais, cette bande se termine plus ou moins en sifflet vers la mer, entre le synclinal éocène de Guecho, dilaté en ce point, et les

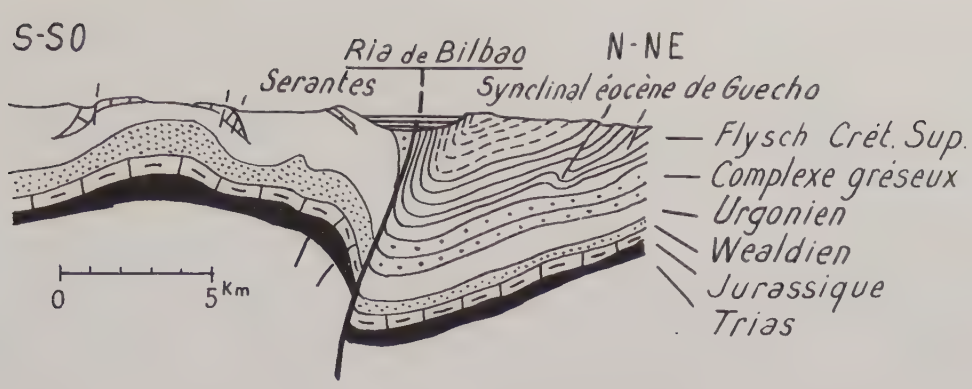


Fig. 71.—COUPE DE LA BAIE DE L'ABRA d'après une coupe structurale schématique de P. Rat.

empilements de couches dures du Serrantes. (Carton géologique de la figure 69) Des deux côtés, une large plateforme littorale rocheuse rappelle, en mer, l'ancienne extension du cadre dur, extension que confirment les fonds rocheux indiqués par la carte marine. Nous pensons donc que les facilités lithologiques ne suffisent pas à justifier une telle ouverture et qu'il a dû s'y joindre des facilités tectoniques. Or, de nombreux pointements de trachytes ont été identifiés d'Axpe à Guecho, sur la rive droite de la basse ria, et l'étude des sondages de Lamiaco nous a montré qu'il en existe aussi à l'emplacement même de la ria. L'apparition de ces roches éruptives est l'indice de la présence d'une ligne de faiblesse structurale, faiblesse qu'a dû augmenter leur intrusion et le métamorphisme qu'a provoqué leur contact. D'autre part, P. Rat, se fondant sur des observations faites en d'autres points du bord sud du synclinorium éocène, dans la zone de l'Oiz (5), placerait volontiers une surface de contact anormal entre le flanc sud étiré du synclinal éocène de Guecho et la dernière retombée de l'anticlinorium de Biscaye dont on peut considérer qu'elle est représentée, sur le bord Sud-Ouest de l'Abra, par les couches à fort pendage du Serrantes. Il y aurait là une grande cassure Est-Sud-Est, Ouest-Nord-Ouest.

Les deux remarques précédentes nous permettent de comprendre pourquoi, dans la basse ria, le Nervion, trop bien guidé par la tectonique, n'a pas gardé le tracé souple qu'il avait en amont.

II — LA RIA ACTUELLE ET LES ENSEIGNEMENTS DES TRAVAUX DE RÉGULARISATION

Par rapport aux formes amples anciennes modelées à l'époque nivale, le lit du Nervion actuel paraît bien peu de chose. Il est vrai qu'il a été peu à peu canalisé, mais, sauf probablement dans la traversée de la vieille ville, où il a dû être, un peu maladroitement, rétréci, on peut penser que le chenal a été prévu assez large pour permettre, au moins, l'évacuation des crues ordinaires, et donc que le lit ordinaire originel était plus étroit encore, si tant est qu'un lit puisse être facilement défini dans la slikke vaseuse.

L'animation qui règne, à marée haute, sur le plan d'eau un peu artificiel ainsi créé peut faire illusion. En aval du dernier pont fixe de Bilbao commence le grouillement des petits cargos, entre des quais bordés de voies ferrées et de grues. Plus en aval, passé le pont basculant, s'étend, rive gauche, sur près de deux kilomètres de long, une véritable zone portuaire constamment utilisée pour le chargement et le déchargement de grands cargos, dont certains sont

(5) P. RAT thèse p. 430.
P. RAT thèse p. 512 et surtout coupes structurales schématiques dont nous reproduisons une partie (fig. 71).

mixtes. Les 60 m de largeur de la ria, en cet endroit, peuvent donner le change, mais, si l'on progresse encore un peu, en aval, jusqu'au coude d'Olaveaga, on pourra se rendre compte, à marée basse, de la médiocrité du chenal subsistant entre des berges de vase molle. On comprendra alors mieux pourquoi les gros cargos ne circulent dans la ria que solidement amarrés, en proue et en poupe, à de puissants remorqueurs dont l'un tire et l'autre dirige, pourquoi aussi ils descendent la ria en marche arrière et seulement à marée haute.

Quoique moins grave, le problème reste du même ordre en aval, et si, à partir de Desierto, la largeur entre quais atteint 200 m, il s'en faut que tout le chenal ait la profondeur nécessaire aux gros bateaux, comme on s'en rend bien compte à marée basse. Rive droite, en particulier, le long de la partie marécageuse conservée pour y creuser la nouvelle darse, on voit découvrir une plateforme vaseuse de plusieurs dizaines de mètres de large, maintenue, du côté du fleuve, par de gros travaux de maçonnerie.

Cet aperçu est suffisant pour qu'on puisse se faire une première idée de ce qu'est actuellement la ria de Bilbao. Dans le large lit bien calibré à l'époque glaciaire, et abondamment colmaté lors de la transgression flandrienne, ne subsiste plus qu'un chenal vaseux assez étroit, maintenu ouvert par les écoulements d'un cours d'eau au débit devenu médiocre.

Cet inventaire sommaire nous a également laissé deviner l'importance des travaux qu'il a fallu effectuer pour faire du chenal un port d'estuaire honorable, adapté progressivement aux nécessités de bateaux dont le tonnage croissait sans cesse. C'est une des raisons qui nous ont incité à essayer de reconstituer, dans ce secteur, l'histoire des dernières étapes du Quaternaire. Si ingénieurs et industriels ont, en effet, bien défiguré l'aspect de la ria en surface, ils nous ont beaucoup aidé à la connaître en profondeur. De plus, certains travaux d'aménagement ont conduit à des études préalables, de caractère historique, concernant les grandes crues, et leurs apports, les modifications de tracé intervenues naturellement dans la partie aval et, à l'embouchure, les travaux, très anciens, de rectification du tracé, etc... toutes choses qui présentent le grand intérêt de nous faire connaître les derniers aspects d'un phénomène qui, s'il paraît actuel à l'échelle géologique, gagne à être étudié en fonction d'une période historique qui est asez longue.

Don Evaristo de Churruca, célèbre ingénieur-directeur de la Junta de Obras del Puerto, à qui Bilbao doit la construction de son port extérieur, a résumé dans des notes les travaux entrepris du XIV[e] siècle à nos jours (6).

A — LES CRUES ET LEURS APPORTS

Le premier problème à résoudre était celui de l'évacuation des crues dans la ville, et son corollaire, l'enlèvement de leurs apports en aval. Churruca nous indique que le débit moyen du Nervion à Bilbao serait de 17 m^3 à la seconde. Il descendrait à 4 m^3 en période d'étiage et il a pu atteindre 1.600 m^3 en période de crue. Quand on se souvient que Bilbao est situé à la sortie d'un étroit, on n'a pas de peine à comprendre que la vieille ville ait pu être souvent inondée. Certains historiens parlent de bateaux flottant dans les rues, ce qui n'est pas invraisemblable, à condition de les supposer de faible tonnage! Il est certain, en tout cas, que le fameux pont de San Anton a été emporté de nombreuses fois au cours des siècles. Des travaux de rectification du tracé ont été réalisés à diverses reprises dans la traversée de la ville, entre autres à Achuri, près du couvent de la Merced et à Sendeja. Ils sont insuffisants, comme nous l'avons encore constaté en 1953 où, malgré la régularisation apportée par les nombreux barrages situés en amont (huit en 5 km) et l'approfondissement, le racourcissement et la canalisation du lit en aval, un flot torrentiel a emporté une partie du quai de La Ribera. Ce n'est d'ailleurs pas étonnant, car ces quais, construits ou reconstruits trop rapidement, sou-

(6) Ces notes ont été publiées par la Junta de Obras del Puerto dans un livre-hommage intitulé: CHURRUCA y el puerto de Bilbao.

vent sans qu'on ait le temps d'attendre les basses marées, sont un assemblage composite de vieux et de neuf, dans lequel les pilotis en bois jouent encore un rôle.

A mesure que la navigation augmentait, la nécessité de transformer un plus long secteur de la ria en port se faisait sentir et, peu à peu, les travaux gagnèrent vers l'aval. Pendant trois siècles c'est au «Consulado de Comercio» encore appelé «Universidad y Casa de Contratación» qu'ils durent d'être menés à bien. En 1654 on eut même recours à un ingénieur hollandais pour le raccourcissement du coude, encombré de cailloux, d'Anabitarte. Cela provoqua de telles dépenses que le peuple baptisa le nouveau chenal «rio de la plata»!

A partir de 1878 c'est la «Junta de Obras del Puerto» qui continua l'oeuvre entreprise et exécuta des travaux de plus en plus importants qui culminèrent avec la construction du port extérieur. L'ingénieur Churruca eut d'abord à affronter un problème dont la solution, pourtant indispensable, était loin d'avoir un caractère aussi spectaculaire. Il s'agissait de débarasser la ria des alluvions déposées par les crues. A la vérité, ces alluvions ne représentaient pas chaque fois un gros volume, en raison de la couverture végétale du bassin d'alimentation, mais leur accumulation au même endroit avait formé, et entretenait, régulièrement, sur une distance de 3 km, en aval de Bilbao, des bancs de cailloux roulés et de sable connus pendant des siècles sous le nom de «churros», bancs très gênants, quel que soit le niveau de la marée. En haute marée, ils constituaient des hauts fonds sur lesquels pouvaient s'échouer les bateaux. A basse marée, ils découvraient et encombraient le chenal, au point qu'en vives eaux le niveau baissait plus vite, en aval, et qu'il se formait un rapide, long d'une centaine de mètres, entre les deux tronçons de la ria.

Il est probable que les matériaux déposés provenaient de remaniements du lit principal en amont, à quoi s'ajoutaient des apports de torrents affluents, encore actifs dans les parties hautes de leur bassin, surtout dans la cluse. Quant à l'emplacement des dépôts, il devait être la conséquence, d'une part, du rapide élargissement de la vallée à la sortie de l'étroit de la vieille ville, d'autre part, de l'arrivée du cours d'eau au point où sa pente devenait nulle.

On pourrait aussi se demander si le flot de marée ne jouait pas un rôle dans le dépôt des alluvions dans ce secteur. Pour qui a vu le volume du cours d'eau en crue, en amont, cela paraît, il est vrai, assez invraisemblable, mais, il faut se garder de minimiser le rôle du flux de marée dans un estuaire. Dans celui, très vaste et très ouvert, il est vrai, de la Gironde, H. Enjalbert a constaté que «seules les crues exceptionnelles sont capables de faire prédominer à Bordeaux le régime fluvial» (7) et que ce sont les courants de marée qui mettent en place les sables fins sur les bancs qui émergent ensuite en îles. Nous sommes, il est vrai, ici, en présence d'un estuaire étroit, dont nous verrons, au surplus, qu'il fut très longtemps fermé par une barre très efficace. Il est donc certain qu'un amortissement notable de la puissance du flot s'y produit à mesure que celui-ci progresse vers l'intérieur. Il faudrait, pour juger assez exactement de son rôle, pouvoir faire, comme H. Enjalbert, une comparaison entre les volumes débités lors des crues et ceux débités lors du jusant. Nous n'avons malheureusement pas de données précises concernant spécialement la zone d'alluvionnement. Churruca a calculé que, dans la totalité de la ria, chaque marée moyenne fait entrer environ 8 millions de mètres cubes et chaque marée de vives eaux 12 millions, mais nous ne pouvons guère en déduire la quantité qui passait à l'emplacement des «churros» à 6 km en amont de l'embouchure. Quant au volume des eaux du Nervion, nous avons vu que Churruca parle d'un débit de 1.600 m^3 à la seconde en période de très grande crue, ce qui, comparé au débit moyen de 17 mètres cubes indiqué par le même auteur, paraît une évaluation assez extraordinaire, et l'est encore plus si l'on se rappelle que le débit moyen, calculé, il est vrai, sur une seule année, ne serait d'après Echegaray que de 1,365 m^3. Sans nous faire d'illusions sur l'intérêt de calculs fondés sur de telles données, nous constatons cependant que, même en supposant un débit de crue très inférieur au maximum cité, par exemple 340 m^3 à la seconde, ce qui correspond à vingt fois le

(7) H. ENJALBERT Thèse p. 190.

minimum de 17 mètres cubes, le débit total du cours d'eau en crue pendant une période de 6 h. correspondant grosso modo à un jusant, serait d'un peu plus de 7 millions de mètres cubes, soit presque égal à celui des eaux marines entrant dans la totalité de la ria à chaque marée. On voit que, même en diminuant considérablement le chiffre cité pour les crues, nous sommes arrivés à un résultat donnant au cours d'eau la prédominance sur le flot de marée. La mise en place des «churros» devait donc être fluviale. On aurait d'ailleurs pu l'inférer directement du fait que ces formations contenaient, dit-on, des galets, des graviers et des sables grossiers que le flot ne pouvait mettre seul en place.

Les bancs dits «churros» subsistèrent, à peu près dans leur état originel, jusqu'en 1887. Les compte-rendus des séances du Consulat de la mer rappellent, inlassablement, chaque année, la nécessité de nettoyer la partie de la ria qui s'étend de Bilbao à Olaveaga. Les possesseurs de gabarres s'y emploient avec le succès très relatif que l'on devine, se contentant, d'après Churruca, d'enlever les troncs d'arbres et la partie culminante des bancs pour lester les bateaux. Bien que les documents de l'époque ne le précisent pas, on peut supposer que ce travail se faisait à la pelle et que certains travailleurs s'installaient même sur le banc, les jambes souvent plongées dans l'eau, comme ils le font encore dans la ria de l'Urumea à S. Sebastien pour en extraire le sable, sans cesse, aussi, renouvelé.

A partir de 1880, l'usage de dragues vint heureusement se substituer à ces procédés primitifs, et, en 1887, on put considérer qu'on en avait terminé avec les «churros», à condition de se livrer à quelques dragages périodiques d'entretien. Il restait cependant encore beaucoup à faire lorsqu'en 1889 Churruca dressa le bilan de «l'état et des progrès des travaux d'amélioration de la ria de Bilbao».

Il était relativement plus facile de naviguer en aval des «churros». Bien qu'il ait fallu longtemps y chercher son chemin entre des bancs de sable, à marée basse, ceux-ci recouvraient assez, à marée haute, pour être moins gênants; mais, surtout, sans être encore le canal rectiligne entièrement artificiel que constituent actuellement les trois derniers kilomètres de la ria, cette partie n'était plus ce marécage, sans limites précises, que la mer recouvrait autrefois presque jusqu'aux hauteurs de Lamiaco, lors des fortes marées.

B — LE PROBLÈME DE LA BARRE ET LA CONSTRUCTION DU PORT EXTÉRIEUR

Après celui des «churros», le problème essentiel fut pendant des siècles celui du passage de la ria dans la baie, ou vice versa. Les sables tendaient, en effet, à fermer l'embouchure, de sorte que les bateaux étaient obligés d'attendre les jours de grande marée pour franchir la barre. En 1880, leur entrée en masse à certaines heures constituait encore un spectacle susceptible d'attirer les foules à Portugalete. Quant à la sortie, le mauvais temps aidant, on cite l'hiver de 1875-1876 durant lequel tous les bateaux entrés restèrent trois mois dans la souricière sans pouvoir en sortir!

On comprend, dans ces conditions, qu'on ait élevé un monument à la gloire de Churruca qui est arrivé à résoudre ce problème vital (8). Se gardant bien de le traiter à priori, comme ceux qui affirmaient que les sables étaient apportés par le Nervion, il a eu le grand mérite de faire des études préalables très sérieuses sur l'origine des matériaux de la barre et sur les modalités de sa construction. Il avait d'abord constaté, en faisant des prélèvements, qu'on peut se rendre compte, même à l'oeil nu, que les sables de la barre contiennent une forte quantité de débris de coquillages et sont donc en grande partie marins. Pour en avoir confirmation, il a fait de nombreuses études de sables au microscope, ainsi que des analyses chimiques. Comparant, par exemple, des sables limoneux prélevés à Bilbao lors d'une crue et des sables de la plage de Portugalete située à côté de la barre, il trouve dans les uns 13,7% de carbonate et dans les autres 58%, tandis que la proportion est inversée en ce qui concerne les argiles.

---

(8) Ce monument imposant a été construit sur le môle situé à l'extrémité de la ria, rive droite.

Churruca, par contre, a conclu, peut-être un peu prématurément, que les sables marins étaient d'origine locale, en se fondant surtout sur le fait que la partie Nord-Ouest de la baie de l'Abra est formée de grès éocènes se désagrégeant facilement. Il ne peut s'agir, dit-il, de sables apportés par les courants marins, car les profondeurs sont très grandes près de la côte. D'ailleurs, dit-il encore, on ne trouve pas de sable dans les parties profondes de la baie qui sont recouvertes de vases provenant du Nervion. Ces deux affirmations prêtent également à discussion. Tout d'abord, le plateau continental n'est pas tellement étroit, ni tellement en pente dans nos régions, qu'il ne puisse se prêter à la sédimentation de sables. D'ailleurs, les cartes marines nous révèlent que ceux-ci ne manquent pas, même loin des parties du littoral constituées de grès tendres. Quant à la sédimentation dans la baie, les mêmes cartes nous montrent qu'elle n'est vaseuse qu'à une distance très réduite de l'embouchure de la ria, pratiquement dans l'avant-port actuel et qu'elle est sableuse au large. On peut en conclure que Churruca ne disposait pas encore de bonnes cartes, celles du Service Hydrographique de la Marine ayant été dressées après ses travaux.

Heureusement, nous verrons maintenant que, s'il était indispensable, pour comprendre le mécanisme de formation de la barre, de réaliser qu'elle était construite par des courants marins, à l'aide de sable marin, il n'était pas nécessaire de connaître l'origine première de celui-ci, car c'était presque toujours le même qui se déplaçait en circuit fermé.

Churruca remarqua, en effet, que les vents dominants du Nord-Ouest orientent les courants de marée qui poussent les sables marins vers le Sud-Est, c'est-à-dire en direction de la plage de Las Arenas, autrefois plus étendue et installée, en partie, sur l'extrémité du schorre. De là, le courant était dévié en direction Sud-Ouest, et, entraînant les sables, tendait à prolonger le cordon littoral en travers de la ria et donc à la fermer. Le flux et le reflux de la marée dans celle-ci, aidés parfois par les grosses crues, la maintenaient cependant ouverte, mais leur action se limitait à étaler le sable en bancs redoutables en avant de l'embouchure, dans la direction du centre de la baie. C'est là que les courants du Nord-Ouest les reprenaient pour recommencer le cycle.

Il est bien évident qu'une partie des sables s'arrêtait quand même, ou s'était arrêtée précédemment en chemin, car la construction du cordon littoral de Las Arenas, ainsi que celle des dunes adjacentes, a nécessité du sable. Il paraît aussi vraisemblable qu'une partie de cette construction et de la barre ait été nourrie par les sables provenant des falaises gréseuses d'Algorta qui se trouvaient sur le chemin des courants essentiels.

Un des phénomènes accessoires, dû à l'existence de ce cordon littoral récent et des dunes correspondantes, est l'impossibilité dans laquelle se trouve le Gobelas, petit cours d'eau qui draine la région côtière de Sopelana - Berango - Guecho, située au Nord-Est de la baie, de s'écouler dans cette dernière. Se frayant difficilement un passage en arrière des dunes, en un secteur ou sa pente est nulle, il inondait autrefois un assez vaste secteur amont, encore aujourd'hui marécageux, à l'Est d'Algorta, avant d'atteindre péniblement la ria, juste en amont de son embouchure. Il y apportait plus de sable que d'eau à l'époque où les dunes n'étaient pas encore fixées par les constructions et les pins. On tenta, à plusieurs reprises, de le faire déboucher, au Nord, dans la baie. On y parvint au XVI^{e}siècle, mais le sable finit par refermer l'embouchure artificielle et, après une nouvelle tentative au XVIII^{e} siècle, on renonça à l'entreprise pour se contenter, en le canalisant, de l'empêcher de trop divaguer.

Se fondant sur les études préalables dont nous venons de parler, Churruca a conçu un port extérieur ayant pour but essentiel d'arrêter les courants venant du Nord-Ouest, ce qu'il semble avoir parfaitement réussi, puisque, une fois le premier arrêt établi par une digue d'un kilomètre de long, en direction Est-Ouest et située à environ 1.500 m de l'embouchure de la ria, il n'a pas été nécessaire de canaliser celle-ci sur un long trajet dans le nouveau bassin

ainsi créé (9) pour qu'elle soit protégée de l'ensablement. Las sables arrêtés au Nord ont nourri la plage d'Ereaga-Neguri. Sur le môle qui prolonge la rive droite de la ria s'est appuyée une autre très petite plage, dite de Las Arenas. Sa médiocrité, preuve du succès de Churruca, provient aussi de ce que, les murs qui bordent le plan d'eau ayant empiété sur l'ancienne plage, les faibles courants qui peuvent naître dans ce domaine assagi ne trouvent plus beaucoup de sable à déplacer.

C — LES RECTIFICATIONS DE TRACÉ

En dehors du grand'oeuvre que fut la construction du port extérieur, de nombreux aménagements de la ria elle-même lui ont permis, au cours des siècles, de jouer un rôle portuaire sans cesse accru. Les références qui en ont été conservées nous ont permis de reconstituer, à peu près, son tracé originel.

Au débouché de la vieille ville, il est bien certain que l'aménagement des quais a réduit, rive droite, l'ancienne grève sableuse de l'Arenal où pouvaient accoster, à l'origine, les bateaux de faible tonnage, grève à l'existence de laquelle la ville doit peut-être sa naissance. Il a été assez vite nécessaire d'offrir aux bateaux un tirant d'eau accru, tout en leur permettant de s'amarrer, d'où l'empiètement progressif des quais sur la ria. En aval, on a cherché, aussi, à rétrécir le cours de la rivière, dans les endroits où elle disposait d'espace pour divaguer, de façon à obtenir un chenal navigable plus profond que le lit antérieur dilaté. Les emplacements de tous ces travaux de rectification sont souvent encore bien visibles dans le plan de la ville. La grève de l'Arenal est actuellement occupée par un jardin public. En aval, le méandre recoupé sous la conduite de l'ingénieur hollandais a fini par donner deux îlots urbains l'un de fonction portuaire, rive gauche, où se trouve actuellement le depôt franc, l'autre résidentiel, rive droite, où la belle promenade du Campo Volantin a été longtemps bordée de riches villas. A Botica Vieja, à Deusto, une grande promenade en forme de segment de cercle occupe aussi l'emplacement d'une courbe de méandre adoucie.

Plus tard, à mesure que les bateaux prirent de la longueur, il fallut, pour leur rendre le passage plus facile, rectifier d'autres coudes, en rendant plus longs les rayons de leur courbe. Ce fut le cas à Elorrieta et à Axpe. A Elorrieta, où la rivière se rapproche de l'ancien abrupt de rive concave creusé au pied du Monte Cabras, on remblaya, tandis qu'on creusait, rive gauche, dans la langue située au confluent du Cadagua. Quant au coude d'Axpe, sa rectification fait, à la vérité, partie d'un vaste plan d'ensemble à la suite duquel toute la basse ria a été redessinée par les ingénieurs (fig. 69). Il existait dans cette zone dilatée, et sur la rive gauche dont ils étaient séparés par un chenal naturel, des bancs de sable dont il nous est bien difficile de dire actuellement quelle était la nature et comment ils étaient mis en place. Sachant que le plus gros de la décantation se faisait en amont, la où se formaient les «churros», on peut cependant supposer que des sables fins, d'origine fluviatile, arrivaient un peu plus loin (c'est d'ailleurs ce qu'a constaté autrefois Churruca). Il est probable que les courants de marée participaient à leur mise en place définitive, comme c'est le cas, toutes proportions gardées, pour les îles construites dans la haute Gironde (10). En effet, si, dans la haute ria, nous avons vu que la rivière devait l'emporter en période de crue, c'est beaucoup moins probable dans la basse ria où le flot de la marée pénétrait plus facilement et où le jusant faisait repasser un volume d'eaux marines beaucoup plus grand. Quoi qu'il en soit, des remblais, soutenus par des travaux de maçonnerie, réunirent ces banc de sable à la rive gauche. On donna à l'ensemble une

---

(9) Pour compléter ce bassin, une autre digue un peu plus longue, a été construite à Santurce, à environ 1,5 km de l'embouchure de la ria. Plus exposée aux coups de mer venant du large, elle a posé de sérieux problèmes lors de son édification et est souvent battue des flots. Elle protège la partie la plus profonde du bassin où a pu être établi un quai destiné aux transatlantiques et un petit port pétrolier.

(10) H. ENJALBERT Thèse p. 201.

hauteur légèrement supérieure à celle de la partie du schorre située en face, rive droite, de façon à le préserver des hautes marées. Au centre de la ria on conserva, et aménagea, un chenal bien délimité d'environ 150 m de large. En marge, sur la rive droite, la partie interne de l'ancien coude était isolée et tronçonnée pour donner deux darses, tandis que, rive gauche, à l'aval du nouveau terre-plein, bien mis à profit par les cockeries, les aciéries et les chantiers de construction navale, on creusa la grande darse dite de Sestao.

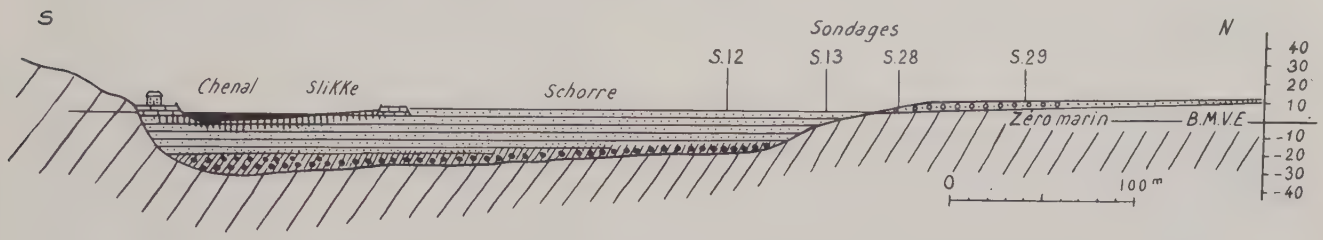


Fig. 72.— COUPE SCHÉMATIQUE DE LA RIA DE BILBAO dans la zone du canal de Deusto.

D — LE CREUSEMENT PRÉFLANDRIEN

L'étude des travaux de rectification du tracé de la ria n'aurait pour nous qu'un intérêt réduit si elle ne nous apportait de renseignements que sur le tracé originel de celle-ci; mais elle nous a permis, en plus, de nous faire une idée assez précise des formes ennoyées par le colmatage flandrien. Nous y sommes parvenu soit, lorsque c'est possible, c'est-à-dire quand les travaux n'ont pas lieu sous l'eau, par l'étude directe des coupes; soit, plus souvent, grâce à celle des sondages préalables.

Ces travaux sont particulièrement intéressants lorsqu'ils concernent une zone étendue, ce qui est le cas pour le canal de Deusto, en cours d'exécution, et pour les sondages préparatoires exécutés en vue du creusement d'une grande darse à Lamiaco et de l'implantation de hangars sur pilotis en amont du grand pont basculant de Deusto.

Les travaux de Deusto sont ceux qui nous ont apporté le plus de renseignements, en raison de l'emplacement choisi, et du fait qu' ils ont été menés à sec, en marge de la ria. Abandonnant les simples travaux de rectification, on a, en effet, prévu ici un véritable canal de déviation recoupant le coude d'Olaveaga sur une longueur de plus de 2 km en mordant, rive droite sur le lobe d'un méandre très ouvert. La coupe du bord nord-est du canal a atteint, de ce fait, le Flandrien à ses deux extrémités, mais aussi, au centre, les cailloutis alluviaux déposés sur le lobe et même la roche en place.

Ce sont cependant les nombreux sondages préalables (nous avons disposé de vingt-neuf) qui nous ont été les plus utiles, car ils nous ont permis de dresser des coupes approximatives transversales et de nous faire ainsi une idée des parties cachées, plus facilement qu'en observant la seule coupe longitudinale, très lentement dégagée, et assez rapidement dissimulée par les travaux de maçonnerie menés de front dans le but d'éviter le glissement des argiles. Nous avons, pour cette étude, disposé d'excelients documents, ceux-la mêmes qui ont servi à la conduite des travaux (11). Nous avons même pu reporter sur un plan au 1 : 2.000, avec courbes de niveau de mètre en mètre, les emplacements des sondages portés sur un plan du projet au 1 : 4.000.

C'est à cette analyse graphique que nous devons d'avoir pu préciser l'enchaînement des étapes du Quaternaire supérieur et du Quaternaire moyen, difficile à déduire de la seule observation des formes et des formations visibles en surface.

---

(11) Tous les documents correspondant à ces travaux nous ont été aimablement communiqués par Don A. AGUIRRE, directeur de la Junta de Obras del Puerto de Bilbao à l'époque où nous avons entrepris notre étude.

Du colmatage, qui occupe dans la vallée une largeur de 300 à 500 m dans la zone du canal, les sondages nous révèlent d'abord l'épaisseur remarquable, alors qu'on ne se trouve pas à plus de 5 km du point extrême qu'a dû atteindre la transgression en amont. Ceux de ces sondages situés le plus près de la ria actuelle atteignent la roche en place de la cote —18 à la cote —22, ce qui donne une épaisseur de schorre de —21,5 à —25,5, car ces cotes sont rapportées au zéro marin (B.M.V.E. basses mers de vives eaux) situé à 3,5 m environ au-dessous du sommet du schorre. Si l'on tient compte du fait que les sondages sont situés sur la rive convexe, on peut, sans faire d'extrapolation trop hardie, admettre facilement que l'épaisseur du schorre du côté de la rive concave doit être, au bas mot, de 25 à 28 m.

Les constatations précédentes seraient suffisantes à rendre évidente l'existence d'un lit profond dans lequel est venu se loger cet épais remblaiement, lit creusé en contrebas d'un ancien fond de vallée dont une partie est bien conservée, rive droite. D'autres sondages nous le confirment; un peu en aval d'Ibarrecolanda, deux de ceux-ci, distants seulement de 50 m, faits, l'un dans le schorre, l'autre en dehors, donnent la roche en place, dans le premier cas à —18 m et a +7 m dans le deuxième. Cette différence de 25 m en une si courte distance indique une rupture de pente très franche du fond rocheux. L'étude d'autres sondages et des coupes ouvertes pendant les travaux permettent de constater que cette rupture de pente cachée prolonge exactement un talus dont la partie supérieure, visible en surface, tranche le fond ancien, situé, ici, à quelques mètres au-dessus du colmatage flandrien (12) (fig. 72). Sur la banquette, reste de l'ancien fond, subsistent des cailloutis fluviatiles de calibre moyen emballés dans des argiles et surmontés de limons. Leur faciès et leur position en font très vraisemblablement l'équivalent des cailloutis qui constituent, en amont de Bilbao, la basse plaine alluviale et les glacis alluviaux modelés et recouverts à l'époque glaciaire. La banquette est donc une terrasse alluviale (la seule méritant ce nom dans la partie atlantique de notre domaine), dégagée au cours d'un enfoncement postérieur du cours d'eau, vraisemblablement contemporain du creusement dont les traces peuvent être retrouvées dans bien d'autres estuaires sous le Flandrien, et qu'on qualifie, habituellement, pour cette raison, de préflandrien. Ce dernier creusement, fonction d'un niveau de base plus bas, a dû être très énergique, si on en juge par la profondeur atteinte; de ses étapes finales, les sondages nous révèlent qu'il subsiste encore ,sur le fond du lit, des cailloutis enrobés dans des argiles et épais de un à deux mètres.

La partie des emboîtements visible en surface constituait, avant qu'elle ait été tronquée par les travaux du canal, un secteur-clef précieux. Le bord de la terrasse était particulièrement net entre Ibarrecolanda et Elorieta, secteur dans lequel on le voyait perdre de la hauteur vers l'aval, passant de 8—9 m à 3 ou 4 m seulement d'altitude relative par rapport au schorre. La partie amont, comprise entre le collège des sourds-muets et les accès nord du pont de Deusto, subsiste encore, mais le talus qui la sépare de la surface du Flandrien est en pente beaucoup plus douce. Tel qu'il subsiste (probablement pour peu de temps, car le quartier de Deusto est en perpétuelle expension), cet élément de terrasse reste un des rares témoins authentiques pouvant servir de point de repère pour se représenter ce qu'étaient les emboîtements de formes d'origine fluviale. Au carrefour du pont l'altitude de son sommet est d'environ 12 m, ce qui donne une dénivelation de 7 à 8 m entre ce point et Elorieta situé à 3 km en aval; soit une pente d'environ 2,5 pour mille, comparable à celle calculée de façon approximative pour la basse plaine alluviale en amont de Bilbao.

E — LA «TERRASSE» DE BILBAO

Le repère de Deusto nous sera précieux pour nous faire une idée de ce que représente le modelé de la zone occupée, sur l'autre rive, par la partie moderne (ensanche) de la ville de Bilbao, partie enserrée dans la large boucle du Nervion qui va de la vieille ville à Deusto. La

---

(12) La partie aval de ce talus a disparu lors des travaux qui ont suivi nos observations. On peut heureusement en avoir encore une excellente idée grâce aux photographies aériennes antérieures aux travaux.

tentation est grande, en effet, de prendre pour une terrasse alluviale, dans son état originel, ce qui, à la suite des travaux d'urbanisation, est devenu, en fait, un immense terre-plein. On y est encouragé par la constatation qu'en bien des endroits, la moindre tranchée laisse apparaître argile et cailloux roulés en place. Bien souvent, cependant, apparaissent aussi des terres rapportées, preuve d'une intervention humaine antérieure. Un exemple particulièrement caractéristique nous en est donné en ce qui concerne le talus qui, à l'Est du pont de Deusto, sépare la ville neuve de la large zone portuaire installée sur le schorre. Il devait bien, originellement, exister là un talus naturel, équivalent de celui de Deusto sur la rive droite, mais il a été soigneusement remodelé lors de l'extension de la ville et de la construction de la voie ferrée qui le longe exactement à son pied rectiligne. C'est ici que le repère de la terrasse de la rive droite est précieux. Le tablier du pont étant au niveau de cette terrasse, on peut, comme il est horizontal et aboutit, rive gauche, au niveau du sommet du talus rectifié, en conclure que, malgré les rectifications, l'altitude de celui-ci a été peu modifiée. Mais il s'en faut que la totalité de la ville ait été construite sur un même plan horizontal. Quelques traits actuels nous permettent, sans avoir recours aux cartes anciennes, souvent médiocres, de nous faire une idée assez précise des caractères originels essentiels du site. Sans être un lobe de méandre parfait, le secteur enserré par la grande boucle du Nervion en a bien des caractères; il est clair qu'il a été modelé par un cours d'eau puissant se déplaçant vers le Nord-Ouest. Aussi, alors que, rive droite, ce cours d'eau, se rapprochant du bord de la cuvette, a sapé, à la base, les glacis anciens dont il ne reste que les racines perchées; rive gauche, des glacis en pente douce prolongent, sans grande rupture de pente, les glacis anciens. On avait, en somme, de ce côté, un ensemble de formes continues comparable à celui déjà observé sur les lobes des grands méandres de Carreaga - Dos Caminos ou de San Miguel de Basauri (chap. VIII fig. 61). Ce modelé en glacis alluvial à pente douce a été en partie conservé, malgré les apparences, dans certains quartiers neufs de la ville, les travaux d'aplanissement n'ayant pu s'étendre à la totalité du périmètre urbain. C'est ainsi que, d'un point situé, à l'Est, entre la plaza de toros et le tunnel du chemin de fer, les rues divergent, dans le quadrant situé entre le Nord-Ouest et le Nord-Est, en suivant les lignes de plus grande pente d'une ancienne racine de glacis. A l'Ouest, l'hôpital de Basurto et l'asile de la Misericordia sont aussi construits sur la partie basse d'un glacis alluvial, l'un à 35, l'autre à 15 m, environ, d'altitude. Entre ces deux sites devait exister une zone déprimée creusée par les torrents descendant du Restaleco et dont le principal est l'Elegorta. On n'en peut plus guère juger que par la pente de la partie de la Gran Via située à l'Ouest de la place Moyua et par l'existence, dans le parc de Bilbao, d'une grande cuvette qui représente ce qu'il reste de la partie aval du vallon par lequel ces écoulements latéraux se raccordèrent avec le cours d'eau principal lors du creusement préflandrien.

F — LES FORMES ENNOYÉES DE LA BASSE RIA

On voit, en définitive, que l'étude des coupes et sondages des travaux du canal de Deusto nous a permis de débrouiller assez facilement l'histoire de la morphogénèse dans la haute ria. Cela eût été beaucoup plus difficile dans la basse ria. Notre chance, à Deusto, a été, en effet, que les travaux concernent précisément la zone où les emboîtements sont en partie visibles en surface. Il n'en est plus de même en aval d'Elorieta. La pente de la nappe alluviale fluviatile que nous avons calculée suffit à l'expliquer. Si elle était à peu près la même en aval, soit 2,5 pour mille, le rebord de la terrasse devait disparaître sous le Flandrien à moins de deux kilomètres en aval d'Elorieta. Nous n'avons pu juger de l'endroit exact ou avait lieu cette disparition. D'ailleurs, si, comme cela paraît probable, le lobe de Baracaldo a été recoupé avant le creusement préflandrien, il ne pouvait guère y avoir d'accumulation dans le couloir de raccordement à plus forte pente qui tranchait le pédoncule à Luchana, en aval d'Elorieta. Quant aux formations alluviales qui avaient

pu s'accumuler sur le glacis du lobe de méandre avant son recoupement, nous n'en avons pas retrouvé de traces. Le Flandrien recouvre les parties basses et, sur les parties hautes, nous n'avons trouvé que des argiles. Il serait possible de se faire une idée des formes et des formations ennoyées en étudiant les sondages qui ont été faits par les entreprises de pilotis auxquelles ont eu recours les grandes industries installées sur le schorre. Cependant, ces travaux se sont échelonnés sur une longue période, et ont été faits à titre privé, ce qui rend problématique le regroupement des documents. Ils concernent d'ailleurs une partie assez réduite du schorre. Nous avons, cependant, recueilli des informations concernant des travaux faits devant nous. Ainsi, dans des sondages entrepris au Sud, entre Retuerto et Ugarte, à quelques dizaines de mètres au pied de la montagne, nous avons constaté que l'épaisseur du schorre atteint en moyenne 10 m. Comme on se trouve au pied de l'ancienne rive concave, c'est-à-dire en un point où la profondeur devait être la plus grande, la comparaison avec les 30 m d'épaisseur que nous ont révélés les sondages en amont, au Sud d'Ibarrecolanda, également au pied d'une rive

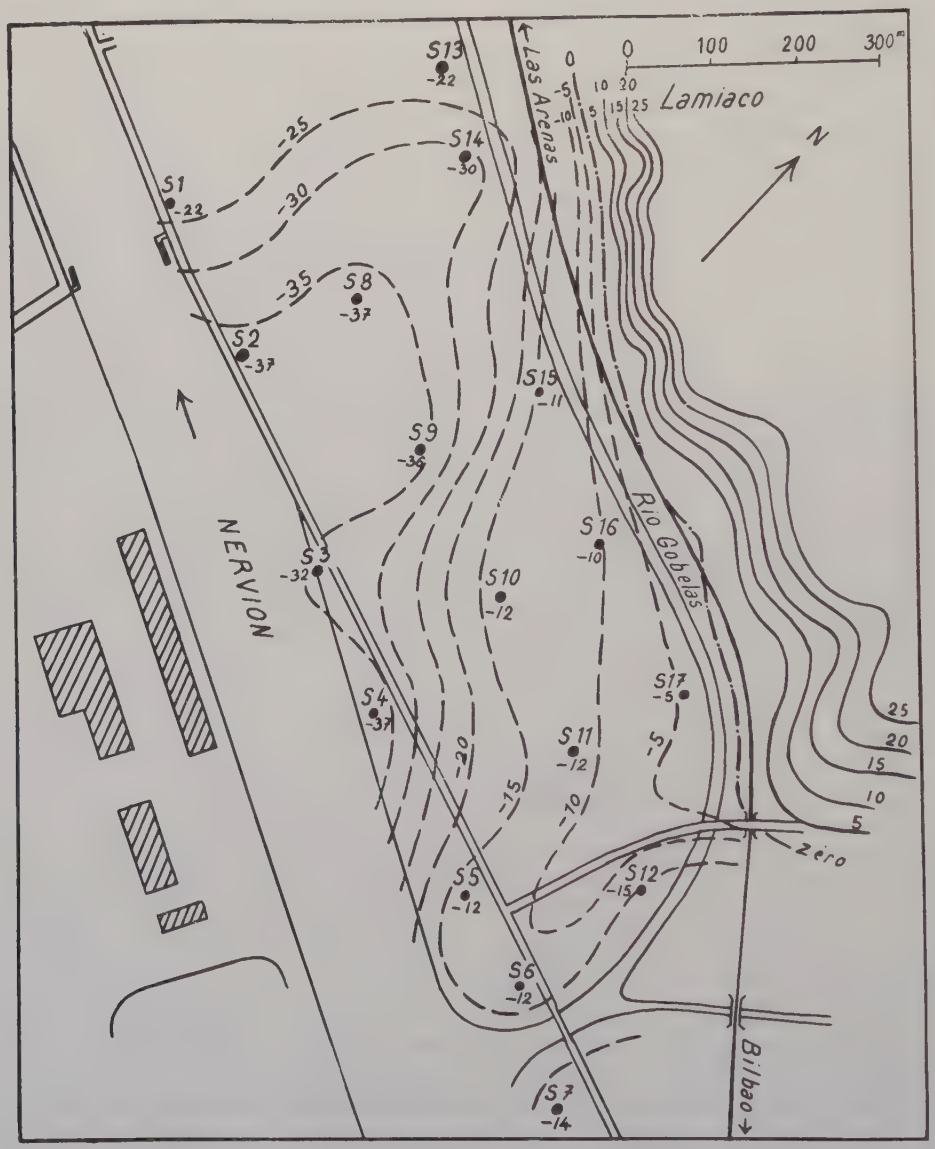


Fig. 73—LES FORMES ENNOYÉES PAR LE COLMATAGE FLANDRIEN à l'emplacement de la future darse de Lamiaco (reconstitution schématique d'après les sondages préalables).

concave, indique que le lit colmaté est beaucoup moins profond à Baracaldo, et donc que le creusement préflandrien l'a peu ou pas affecté. Ceci confirme ce que nous avons précédemment supposé, à savoir que le recoupement du grand méandre est antérieur à cet épisode. Au cours de ce dernier, le grand lit abandonné n'a donc pas été incisé par le Nervion qui passait maintenant tout droit à Luchana, mais seulement par le Regato tâchant de raccorder son cours avec le nouveau cours principal.

S'il n'est pas possible d'étudier dans la basse ria, comme dans la haute, les rapports de la basse plaine alluviale et du Flandrien, à la fois en surface et en profondeur, les nombreux sondages qu'y a fait faire la Junta de Obras del Puerto nous ont permis de nous faire une idée plus précise du lit préflandrien que ceux faits à Deusto. Ceux qui concernent la future darse de Lamiaco sont les plus intéressants, en raison du large périmètre qu'ils concernent. Il s'agit d'un morceau de schorre, d'environ 1 km de long sur 500 m de large, situé rive droite, en face des cockeries des hauts fourneaux, à moins de 2 km de l'embouchure (fig. 69). Les dix-sept sondages executés permettent à la fois de filer des courbes de niveau de 10 m en 10 m, ce qui donne une idée des formes, et d'étudier la répartition des sédiments (fig. 73). Le premier point notable est la grande profondeur du lit. La cote —35 B.M.V.E. a été atteinte ou dépassée dans une zone assez étendue. Bien qu'il puisse s'agir d'une mouille exceptionnelle, puisque les sondages faits en face, dans la darse de Sestao, qu'on veut transformer en cale sèche, atteignent la roche en place à 25 m au maximum, cette profondeur est assez remarquable, s'agissant, en somme, d'un cours d'eau assez médiocre. Elle nous semble confirmer l'existence de la préparation tectonique que nous avons invoquée précédemment pour expliquer l'abandon par le Nervion de la gouttière utilisée dans la zone de Bilbao, ainsi que la très grande échancrure de la baie de l'Abra.

Quant aux courbes filées en utilisant les cotes auxquelles les sondages ont atteint la roche en place, elles donnent une représentation du lit qui pourrait conduire à le considérer comme celui d'un fleuve puissant occupant tout l'espace compris entre les berges, solides et à forte pente, dont le sommet est encore visible à Lamiaco et à Sestao. Ces formes, qui semblent se résumer à celles d'une grande mouille séparant deux seuils, sont, en effet, suffisamment amples pour avoir été celles du fond d'un lit très large. Lorsqu'on sait, cependant, qu'avant le creusement préflandrien, la grande vallée a été modelée par les écoulements abondants du Quaternaire Moyen, on peut se demander si les seuils ne sont pas les restes ennoyés de la basse plaine alluviale datant de cette époque et ce qui ressemblait aux mouilles d'un vaste lit, le cours sinueux du lit préflandrien, inscrit dans l'autre. L'un des seuils, celui de la partie Nord-Est du périmètre étudié est, en effet, un replat très net, couvert d'argiles et de cailloutis sur plusieurs mètres d'épaisseur, et dont le rebord, du côté de la partie profonde, est à peu près à —15 m d'altitude B.M.V.E., soit à —18 m environ au-dessous du sommet du schorre (fig. 74). Or, si l'on calcule la profondeur approximative à laquelle on devrait retrouver la basse terrasse qui disparaît sous le Flandrien, en aval d'Elorieta, on trouve 20 m environ (pente de 2,5

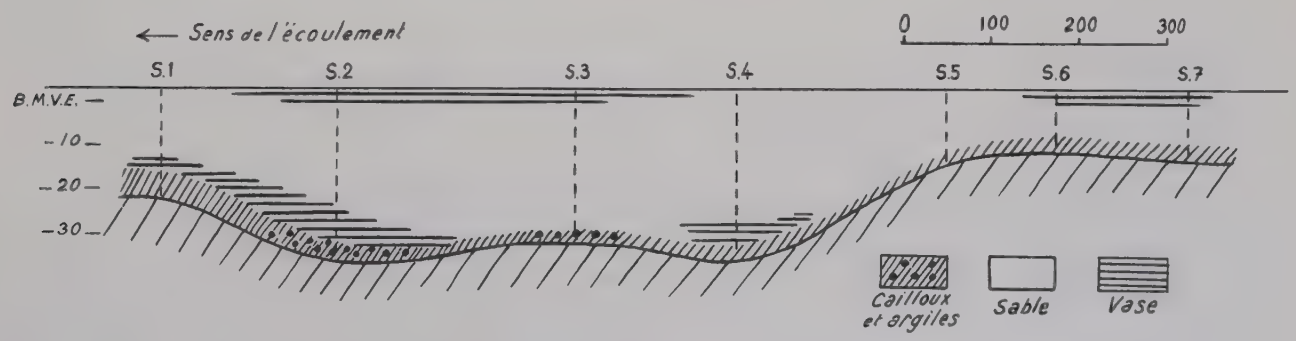


Fig. 74.—COUPE SCHEMATIQUE DU COLMATAGE FLANDRIEN sur le bord du chenal de la ria de Bilbao, à l'emplacement de la future darse de Lamiaco.

pour mille sur 8 km), par rapport à son sommet à Elorieta, situé à 3 ou 4 m au-dessus du schorre. Il y a donc une équivalence, pour le moins troublante, entre l'altitude du replat et celle que pourrait avoir en ce point la basse terrasse ennoyée.

En ce qui concerne les formations qui constituent le colmatage il est évident que les argiles et les cailloux roulés placés au fond, sur la roche en place, sont d'origine continentale, qu'il s'agisse de ce qui a pu être conservé des alluvions fluviatiles déposées au Quaternaire Moyen ou de celles qui durent l'être lors de l'épisode préflandrien. Il est plus délicat de tirer des conclusions de la disposition relative des autres sédiments, essentiellement des sables et des vases, car les critères qu'utilisent les ingénieurs pour les différencier nous sont mal connus et varient d'une série de sondages à une autre. Il est, en particulier, impossible de savoir par les compte-rendus si l'on a affaire à des sables fluviatiles ou à des sables marins. Il nous semble, cependant, que, sans prétendre trop entrer dans le détail, on peut proposer l'interprétation suivante des superpositions qu'indiquent les coupes de Lamiaco: les vases consolidées, épaisses de plusieurs mètres, qui reposent directement sur les argiles et cailloutis du fond, ont dû se déposer au moment où la transgression commençait juste à se faire sentir dans la ria. Ainsi, les eaux marines n'y pénétrant pas loin, les boues continentales pouvaient atteindre cette zone aval et leur floculation au contact des eaux salées était suivie du dépôt des troubles. La grosse épaisseur de sable accumulée au-dessus de la vase proviendrait, elle, de l'époque où la mer pénétra plus profondément dans la ria, y remontant des sables marins, ou les sables fluviatiles descendus lors des crues du cours d'eau. Quant à la mince couche de vase molle existant en surface, nous serions enclin à y voir des atterrissements très récents, postérieurs à la construction de l'avant-port, dont nous avons expliqué qu'il a, à peu près, interdit l'entrée de la ria aux sables marins.

En constatant la relative facilité avec laquelle on a arrêté ces sables, et la rapidité avec laquelle la vase s'est ensuite déposée, on pourrait s'étonner de la proportion de sables révélée par les sondages en profondeur (de la moitié aux cinq sixièmes de l'épaisseur totale du colmatage, selon les endroits). Mais, nous avons vu que les documents anciens sont là pour nous rappeler que l'ensablement était l'état normal de cette partie de l'estuaire. D'ailleurs, de cette époque historique où le sable régnait en maître, fait foi l'extension ancienne de la plage de Las Arenas pratiquement supprimée par la construction de la jetée-promenade bordée de villas. Même les sables de mise en place éolienne, dont une partie a été fixée par des pins, étaient loin d'avoir une importance négligeable. Le vent les plaquait jusque sur le flanc des premières buttes marneuses de Lamiaco et d'Artaza, où ils sont encore exploités, ce qui donnait à l'ensemble plage-dune une largeur de plus d'un kilomètre. Nous en avons même trouvé des placages d'un mètre d'épaisseur à plus de deux kilomètres, à Aqueche. Entre plage et dune nous avons vu que le rio Gobelas, se frayant un passage, contribuait à entraîner ces sables vers la ria.

Toutes proportions gardées, en raison de la médiocrité des écoulements fluviatiles qui y aboutissent, on peut, dans la ria de Guernica, où il n'a pas été fait de travaux de défense, avoir une idée de ce qu'est une embouchure de ria dans laquelle la mer remonte des sables. La totalité de sa partie aval, sur une distance de 4 km, y est ainsi ensablée, sans qu'apparaisse la moindre trace de vase consolidée ou non, et alors que le colmatage de la partie amont comporte schorre et slikke classiques.

Nous avons également eu à notre disposition les résultats des sondages faits un peu plus en aval, rive gauche, dans le but de construire une cale sèche dans la darse de Sestao. On ne peut les interpréter qu'avec prudence, puisqu'ils ont été faits dans une zone déjà très bouleversée antérieurement. Le fond rocheux, qui ne semble pas avoir été modifié, est atteint à —20 —25 m, du côté du chenal, et un replat apparaît sur le bord vers —14 m. Quant aux formations qui constituent le colmatage et dont certaines peuvent ne pas être en place, il faut les attribuer, semble-t-il à la «reconquête» par les sables et les vases de cette fosse largement ouverte. Nous retiendrons, en effet, qu'elles contiennent de nombreux restes de coquilles, indice

d'une mise en place par la mer dont nous étions déjà à peu près sûr. Ces coquilles abondent dans les sables gris vaseux, tandis qu'on n'en trouve pas dans les sables jaunes propres. Faut-il en conclure que les sables gris, bien que remontés par la mer, étaient d'origine fluviatile et mélangés aux coquilles marines au cours d'une sédimentation relativement tranquille, tandis que les sables fins, jaunes, étaient plus franchement marins, les coquilles y ayant été détruites par un brassage prolongé? Il serait en tout cas très imprudent ici, et pour les raisons indiquées, de fonder une chronologie fine de la transgression flandrienne sur la position relative de ces sables.

G — LES PLACAGES ISOLÉS

On remarquera qu'au cours de notre description de la ria nous n'avons pas fait état de formations fluviatiles situées au-dessus du zéro marin autres que celles de la basse terrasse à Bilbao et à Deusto. On se souvient combien nous manquions aussi d'informations concernant les formations corrélatives de l'enfoncement des cours d'eau, dans les grandes vallées, entre le niveau des glacis préglaciaires et celui de la basse plaine. Nous avions pourtant constaté, à la faveur de coupes fraîches, dues à des rectifications du tracé des routes, que des cailloutis fluviatiles existent, en particulier, sur les lobes de méandre, mais que les sols ou la végétation les dissimulent à nos yeux.

Le problème est encore plus délicat dans la ria où la multiplication des terrassements permet rarement d'affirmer que les quelques cailloux aperçus, de-ci de-là, sont en place. Ce nous est une raison de plus de nous intéresser aux très rares placages qui n'ont pas été bouleversés. Nous citerons celui d'Axpe, rive droite, dans la basse ria. Il est facile à observer dans la tranchée de la petite route qui réunit Axpe à Astrabudua, en passant au-dessus de la voie ferrée de Bilbao à Las Arenas. Bien qu'à cet endroit précis la conservation du cailloutis semble due au fait qu'il remplit une grande poche dans des formations dures en place, l'ensemble du dépôt, à la surface presque horizontale, a bien l'allure du lambeau de terrasse classique. On aimerait disposer d'un grand nombre de ces lambeaux pour tenter la reconstitution d'une nappe alluviale ancienne. Son faciès est incontestablement fluviatile. Les galets de grès dur, tous bien roulés, dépassent rarement le décimètre, le maximum granulométrique semblant se situer vers 5 cm. L'emplacement de la coupe ne permet pas de se rendre exactement compte de la position moyenne des galets. Ils semblent légèrement inclinés vers le cours du Nervion, soit isolément, soit par couches; mais ce dispositif peut provenir de ce que le dépôt s'est fait à la sortie d'un méandre, celui d'Erandio. On ne peut, en tout cas, arguer de cette position pour voir ici un apport local latéral, ni la nature des éléments durs, ni le faciès d'ensemble ne le permettant. Le sommet de la formation se trouve à une altitude moyenne de 20 m, soit vraisemblablement à 30 m, au moins, au-dessus de la basse plaine qui disparaît en amont d'Elorieta sous le remblaiement flandrien (13). Cette altitude élevée, quoique inférieure à celle des formations de glacis que nous avons attribuées aux épisodes préglaciaires (à Cruces, par exemple, au Sud de Baracaldo) nous semble permettre d'en attribuer le dépôt à un épisode ancien aussi, mais appartenant déjà à l'époque glaciaire. Elle nous permet de nous faire une idée de l'importance de l'enfoncement au cours de cette période. D'autre part, si l'absence d'autres placages, du même genre et à la même altitude, ne permet pas d'interprétation d'ensemble, le caractère de témoin incontestable de celui d'Axpe doit nous inciter à ne pas simplifier à l'extrême l'histoire de cette période dans notre secteur, simplement parce qu'on n'y dispose pas de formations *observables*. Il nous faut reconnaître que nous manquons ici d'informations et laisser un blanc dans notre chronologie.

---

(13) Voir ci-dessus nos évaluations de pente.

III — CORRÉLATIONS LOCALES ET ESSAI DE CHRONOLOGIE

Si, comme nous venons encore de le constater, il est difficile de fonder, dans notre domaine, une chronologie fine de tout le Quaternaire froid sur l'étude des rares placages alluviaux observés au-dessous des glacis préglaciaires, il semble, au premier abord, que cela soit plus facile en ce qui concerne la fin du Quaternaire moyen et le Quaternaire supérieur. Nous avons, en effet, pu définir, grâce au plan de référence du colmatage flandrien, et grâce aux sondages, les rapports des formations alluviales les plus basses et du lit préflandrien.

Malheureusement, l'absence de continuité entre les formations alluviales situées en amont et celles situées en aval de Bilbao, absence due à l'existence de l'étroit qui sépare ces deux secteurs, est un premier facteur d'incertitude. On ne peut affirmer que les formes en creux dont le fond est tapissé par l'alluvial de la terrasse de Bilbao-Deusto soient l'équivalent de l'auge alluviale observée en amont. Cependant, ces formes s'inscrivent de la même façon, au-dessous des glacis anciens qui, eux, nous l'avons vu, sont en continuité, sur le bord nord du couloir situé au pied des crêtes; il est donc quand même probable qu'elles ont été façonnées pendant la même période.

Mais, même si l'on admet la simultanéité du creusement en aval et en amont, la comparaison des formes et des formations pose un problème. Nous avons constaté l'existence, en amont, d'un fond alluvial subhorizontal, que nous avons appelé basse plaine, fond généralement bien distinct des glacis alluviaux de lobe de méandre. Nous avions supposé que cette basse plaine était constituée de la dernière charge déposée par les eaux nivales, après que celles-ci eurent, longuement et très progressivement, modelé les glacis de lobes, au cours d'une période pendant laquelle la succession d'épisodes annuels semblables, dus à la fonte des neiges, donne l'impression d'un creusement continu. Faut-il admettre que la terrasse de Deusto et celle, bien défigurée, de la partie moderne de Bilbao, sont l'équivalent, en aval de cette basse plaine? Il semble qu'en raison de leurs liaisons latérales, sans solution de continuité, avec les versants de la vallée, elles soient plutôt l'équivalent des glacis de lobes de méandres étudiés en amont.

Par quoi, dans ces conditions, la basse plaine serait-elle représentée en aval? Si l'on considère sa largeur et le fait qu'il est tapissé, sur le fond, de cailloutis fluviatiles, le lit que nous avons appelé préflandrien semble en être l'équivalent. Ce lit est, cependant, plus franchement et plus profondément inscrit en-dessous des glacis de lobe de méandre que ne l'est, en amont, le fond de l'auge, mais nous avons constaté la présence dans le vieux Bilbao d'un seuil de calcaires urgoniens durs s'étendant sur plusieurs kilomètres et ayant freiné l'érosion régressive qui a dû, s'exercer en aval, à partir d'un bas niveau marin. L'existence de ce seuil qui ne s'est abaissé probablement que de quelques mètres, pendant que le lit, en aval, était creusé de plusieurs dizaines, suffirait à expliquer les différences constatées en ce qui concerne la profondeur de l'auge. On est, cependant, conduit à se demander si la netteté des emboîtements en aval n'exprime pas plutôt la succession de deux épisodes nettement séparés qui passerait, au contraire, à peu près inaperçue en amont. Mis ainsi en éveil, on se souvient, d'ailleurs, que certains changements de pente avaient aussi attiré notre attention de ce côté, en particulier sur les grands lobes de méandre d'Artunduaga et de San Miguel de Basauri. Ils exprimaient, également, deux phases de creusement séparées par un ralentissement de l'érosion. D'autre part, il n'est pas du tout exclu que d'autres traces d'emboîtements nous échappent, soit que des formations de versants post-glaciaires les dissimulent, soit qu'elles soient peu importantes et se confondent avec les multiples traces d'une intervention humaine qui va du rideau de culture de plusieurs mètres aux terre-pleins des routes, des voies ferrées ou des usines. On sait, également, combien nous sommes peu aidé pour ces reconstitutions par les formations alluviales corrélatives, le plus souvent dissimulées par la végétation.

En aval, par contre, l'interprétation proposée se fonde sur des emboîtements très nets. On pourrait donc voir dans les nappes alluviales superposées dans la basse ria l'équivalent des deux terrasses fluviatiles observées dans le secteur d'Espinosa de los Monteros où nous nous demandions s'il s'agissait des traces de deux phases d'une même glaciation ou de celles de deux glaciations séparées. Il s'agirait seulement, ici, bien entendu, des traces de deux séries distinctes d'épisodes de forts écoulements de fonte des neiges, pendant deux périodes froides et humides.

Si l'on considère que les nappes alluviales correspondantes, passant sous le Flandrien, devaient toutes deux se raccorder à un niveau de base inférieur à l'actuel, on pourrait considérer qu'elles ont été construites lors des grands englacements rissien et würmien. Il nous semble cependant dangereux d'adopter, sans restrictions, cette explication glacio-eustatique. Il nous est impossible, dans l'état de nos recherches, de faire la part d'un mobilisme qui pourrait avoir été provoqué, non seulement par le jeu ou le rejeu d'un accident local, mais, surtout, pour l'épisode le plus ancien, par un réajustement de type isostatique compensateur de l'érosion continentale (14) ou encore par le jeu de la flexure continentale (15).

Il n'en reste pas moins que l'étude de la ria de Bilbao nous a permis de faire, en aval, le partage entre deux étapes du creusement à l'époque glaciaire, quel que soit leur âge absolu. C'est une confirmation de ce que nous avions constaté en amont, dans la haute vallée du Trueba, tandis qu'entre les deux extrémités de notre domaine, le creusement donnait l'impression d'avoir été continu.

---

(14) ARAMBOURG C.—Eustatisme et érosion...
(15) BOURCART.—La marge continentale...

Fig. 75.—LE CHAÎNON DES PEÑAS CALCAIRES DU DURANGUESADO. Vue panoramique prise en direction du Sud-Ouest, des Km 40-41 de la route d'Elgueta à Elorrio.

CHAPITRE X

LA ZONE MORCELÉE ET TOURMENTÉE DU DURANGUESADO ET SES PEÑAS CALCAIRES

Si nous n'avions eu pour but que de présenter l'Urgonien sous ses aspects les plus saisissants, il n'eût pas été nécessaire d'évoquer l'amphithéâtre de sommets de Ramales. Il eût été suffisant de décrire la petite chaîne des peñas (1) qui s'aligne en direction Nord-Ouest-Sud-Est, au Sud de Durango, dans la zone dite du Duranguesado. Le calcaire semble y jaillir du sol pour envahir le paysage (2), paysage de vraies montagnes, montagnes aiguës, véritables pics, bien différents de tout ce que nous avons vu jusque là.

Et pourtant, le plus haut de ces sommets, l'Amboto, n'a que 1296 m d'altitude. Comment ceux-ci peuvent-ils donc, parfois, donner l'illusion de la haute montagne alpestre? C'est, d'abord, parce qu'ils se dressent au-dessus d'un petit bassin dont le fond dépasse à peine l'altitude 100. C'est aussi, peut-être, parce que, dans ces pays atlantiques, les nuages, souvent accrochés aux cimes bleues dénudées, créent des effets supplémentaires de perspective aérienne. Enfin, la position bien dégagée de la chaîne permet de l'observer facilement. On éprouve une véritable surprise lorsqu'on l'aperçoit tout d'un coup en venant de Saint-Sébastien par la grand' route de Bilbao; ou encore lorsqu'on atteint le petit col par lequel passe, au Nord-Est, la route d'Elgueta à Elorrio (fig. 75). L'impression subsiste lorsqu'on s'approche et que, traversant la chaîne par le couloir de Mañaría, on la prend à revers pour atteindre, par une route en lacets à forte pente, le col d'Urquiola situé à 713 m d'altitude, au sommet d'une échine schisto-gréseuse (fig. 76). A quelques centaines de mètres au Nord, le calvaire constitue un belvédère idéal, car il est situé à une altitude intermédiaire entre celle des dépressions et celle des sommets, et ceci à moins de deux kilomètres à vol d'oiseau des pics du centre de la chaîne. Ceux-ci: Uncillach (941 m), Alluis chiqui (732 m) et Aitlluitz (3) (1058 m) sont parfaitement mis en valeur, au détriment, il est vrai, des deux piliers extrêmes un peu éloignés: La Peña Mugarra au Nord-Ouest (964 m) et l'Amboto, point culminant déjà cité.

I — LE DISPOSITIF STRUCTURAL D'ENSEMBLE

Si nous avons pu, dans la région de Ramales, faire presque abstraction du dispositif structural pour nous intéresser surtout à la lithologie, et si, dans la région centrale, nous avons ordonné nos descriptions autour d'un dispositif relativement simple, il semble ne pouvoir en être de même dans la région de Durango. Dès l'abord, la position subverticale des couches cal-

---

(1) Le terme «peña» désigne une cime rocheuse.
(2) Bien que l'expression «jaillir» ne nous ait été suggérée ici que pour faire image, il est curieux de remarquer que l'anticlinal de Mañaría (celui dont nous verrons qu'il est à l'origine des formes les plus caractéristiques du Duranguesado) paraît être un pli de style éjectif perçant la couverture supra-urgonienne (RAT P. - Thèse p. 416).
(3) Nous adopterons dans ce chapitre les toponymes de la carte de l'Instituto geográfico y catastral, même si les graphies basques ne sont pas toujours celles employées par les auteurs de cartes et de guides régionaux.

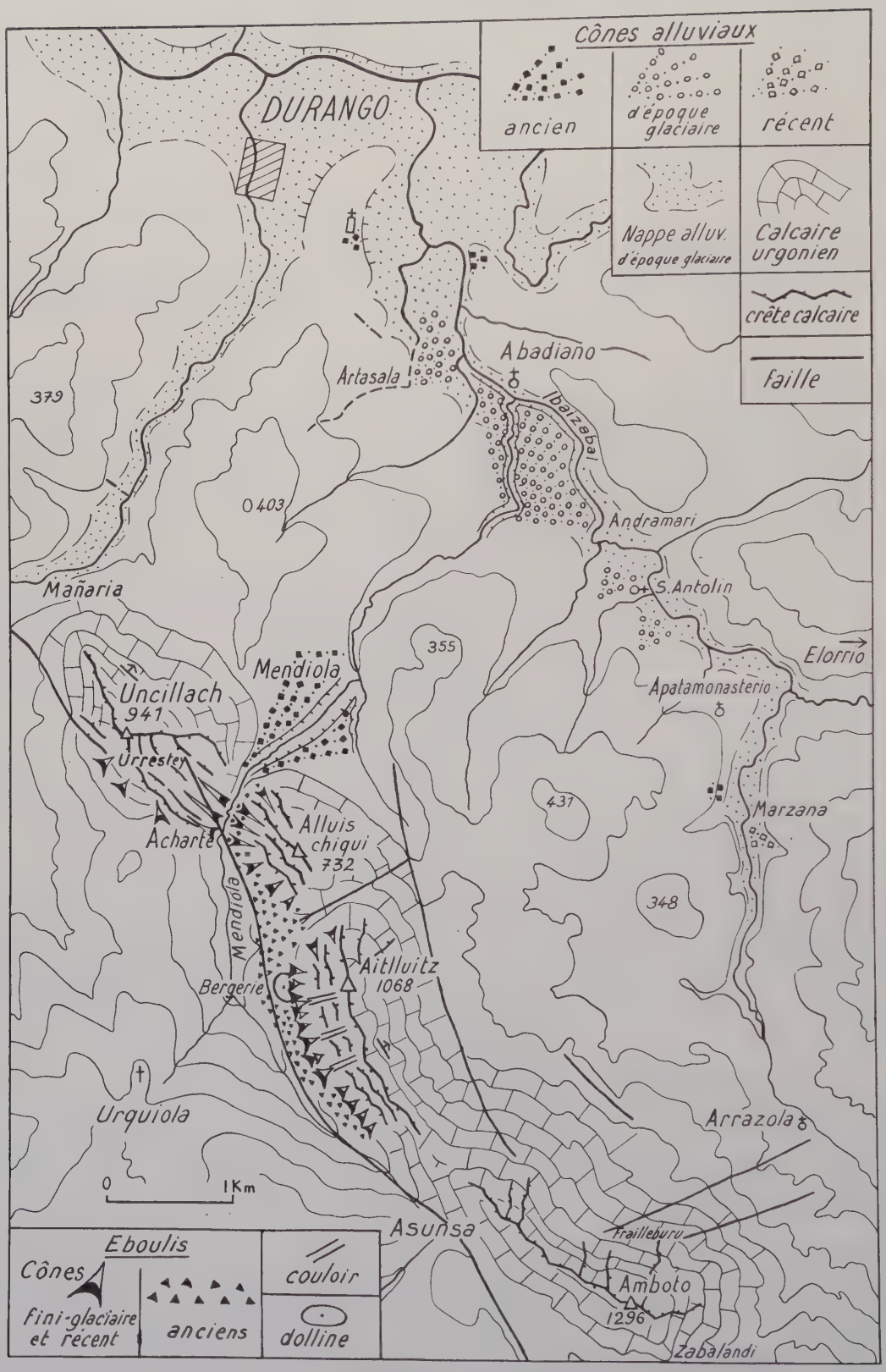


Fig. 76.—CARTE MORPHOLOGIQUE DU DURANGUESADO.

caires laisse supposer qu'elles ont été affectées par des déformations tectoniques violentes et probablement compliquées.

P. Rat a mené à bien une étude détaillée de ce secteur (4). Elle concerne, d'ailleurs, non seulement le chaînon, si remarquable, qui a retenu notre attention, mais aussi tout un ensemble, moins intéressant du point de vue morphologique, situé plus à l'Ouest (Carte lithologique générale fig. 40). Ce dernier est constitué, d'une part, par un court anticlinal creusé vers Dima d'une ample boutonnière dans laquelle apparaît le Wealdien et se fermant périclinalement par la demi-coupole de l'Escobarach (Coupe I fig. 77). Cet anticlinal est bordé, au Nord-Est, par un synclinal que les formes ne révèlent guère. La masse calcaire qui le constitue, dite par P. Rat «sierra» de l'Aranmotz, a plûtot l'allure d'un plateau calcaire sur lequel se dressent quelques taupinières plus résistantes. Enfin, un anticlinal très comprimé succéderait, au Nord-Est, au synclinal dit d'Aranmotz. Il ne peut, il est vrai, être clairement défini que sur la coupe déterminée au Sud-Est par le trait de scie de l'arroyo de Mañaria (Coupe II. fig. 77) et bien que sa voûte manque totalement. C'est son flanc Nord-Est qui constituerait tout le chaînon du Duranguesado, de la Peña Mugarra à l'Amboto. Ce flanc se présente, à la vérité, comme un ensemble de couches plus ou moins épaisses en position subverticale, de sorte qu'en définitive, si le dispositif structural d'ensemble est compliqué, les formes du chaînon semblent dériver d'une structure simple. Ce n'est cependant qu'une impression, car il s'agit de paquets de couches décollés et mal adossés les uns aux autres. Le mérite de la reconstitution méthodique de P. Rat est justement d'attirer l'attention sur le serrage et l'intense fracturation des calcaires qui a dû en résulter, fracturation dont l'étude détaillée du chaînon confirmera la réalité.

(4) RAT P. Thèse p. 409 et suivantes.

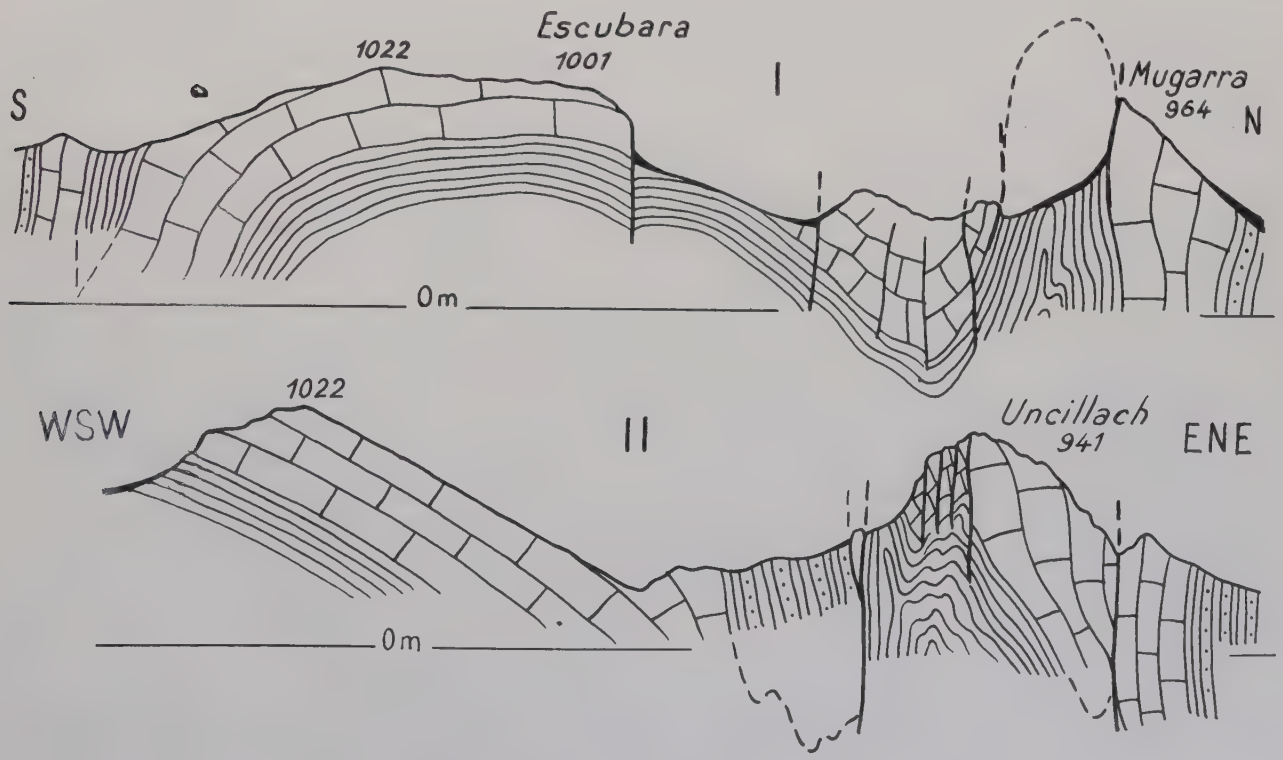


Fig. 77.—COUPES DANS LE DURANGUESADO d'après P. Rat.

II — LES PEÑAS DU CHAINON CALCAIRE

La communauté d'origine des peñas du Duranguesado pourrait être devinée à leur air de famille, même si l'étude du dispositif structural n'avait pas été faite préalablement. Ce sont toutes de véritables dents de scie, ou, plutôt, les dents pointues du maxillaire inférieur d'une gigantesque mâchoire de carnivore. Les pics calcaires blancs sont, en effet, fichés au sommet de buttes schisto-gréseuses comme les dents dans la gencive au bord arrondi. Cette comparaison rend compte de l'épaisseur et du volume des pics; il s'agit, en effet, dans tous les cas, non point d'une crête mince provenant de la mise en valeur d'une ou de quelques dalles, mais d'un petit massif ayant une épaisseur de l'ordre du kilomètre.

On ne saurait manquer de décrire un peu longuement les formes pittoresques de ces peñas qui sont, avec raison, l'orgueil des «montañeros» basques. A. Ferrer a insisté sur «le cachet véritablement alpin» de ces «aiguilles» et sur «la valeur émotive qu'y acquièrent toujours les escalades de rochers lorsqu'on atteint la cime, d'où l'on découvre entailles profondes et grands panoramas» (5). A ces «montañeros» nous devons des croquis et des cartes qui compensent, en partie, la médiocrité des cartes topographiques officielles, qu'il s'agisse du 1 : 50.000 de l'Instituto geográfico y Catastral, ou de la carte au 1 : 25.000 de la Diputación de Vizcaya, dont elle est l'exacte réduction. On a peine à concevoir qu'aucune tentative de figurer le rocher n'y ait été faite, surtout lorsqu'on apprend que le Colonel Coello, un des grands noms de la cartographie espagnole, campait déjà au sommet de l'Uncillach aux environs de 1870 pour y faire installer un signal trigonométrique de premier ordre... disparu d'ailleurs postérieurement!

Les alpinistes, malheureusement, tendraient à pécher en sens contraire. Dans leur désir de rendre compte des moindres accidents d'un terrain auquel ils se sentent physiquement liés, ils substituent sur leurs croquis aux masses rondouillardes des topographes un relief tout en crêtes, en arêtes, en pics et en pitons, séparés entre eux par des cols et des passages, assez souvent sans importance par rapport aux grandes formes, mais dont on comprend qu'ils apprécient, eux, l'existence.

Il nous faut essayer de rester objectif, à égale distance de ces deux attitudes, sans nous dissimuler que notre connaissance de cette région reste assez fragmentaire et que, quel que soit le point de vue choisi, la perspective, plus que dans d'autres régions, peut donner des impressions assez éloignées de la réalité (6).

A — LA PEÑA MUGARRA

P. Rat a très justement fait remarquer que, vue de Durango, la Peña Mugarra a l'allure d'un bonnet phrygien, impression produite par le décalage, l'une par rapport à l'autre, de deux masses accolées dont l'une constitue le sommet du bonnet et l'autre le corps principal.

Les formes moyennes ou de détail ne permettent de parler ni de masse homogène ni de bancs indépendants. L'expression «masse stratifiée» nous paraît mieux convenir pour définir un ensemble qui doit dériver d'une grosse lentille du type de celles déjà observées ailleurs. On est tenté d'attribuer à une faille l'abrupt très net de sa face sud, bien que le passage très

---

(5) FERRER A. Crestas del Duranguesado.

(6) Nous n'avons pu obtenir communication des photographies aériennes qu'après avoir terminé nos études de terrain. Contrairement à ce que nous supposions, elles ne nous ont rien apporté de neuf, en raison d'un éclairage très défavorable. La face ouest de la chaîne, dont nous verrons qu'elle la plus intéressante, est, en effet, dans l'ombre et, sur l'autre face, trop éclairée, le détail des formes des calcaires blancs n'apparaît pas

rapide des faciès calcaires aux faciès marno-gréseux encaissants ne soit pas impossible et que, dans ces conditions, l'abrupt puisse simplement provenir des facilités rencontrées par l'érosion différentielle. La sévérité de cette cime décharnée est atténuée par le fait que la gouttière creusée au pied des calcaires et qui permet, en partant du profond couloir de Mañaria, d'atteindre un col situé à 769 m d'altitude, est bien pourvue de caserios (fermes basques) plantés au soleil sur les pentes herbeuses.

B — L'UNCILLACH

L'Uncillach (941 m) a un tout autre caractère. On a peine à croire qu'il n'ait même pas l'altitude de la Peña Mugarra. Quel que soit l'endroit d'où on l'observe, il tient, en effet, bien sa place dans la série des dents aiguës (fig. 78). Ceci est dû à son isolement du reste de la chaîne par des couloirs ou des dépressions profonds de plus de 600 m. C'est un véritable îlot calcaire, ou pour le moins, une presqu'île, rattachée seulement au continent schisto-gréseux par le pédoncule en forme d'échine, d'une altitude de 550 à 600 m. et de direction Nord-Sud, qui le réunit au col d'Urquiola.

P. Rat parle d'une «lentille» dont la stratification en bancs puissants se décèle à distance (7). Cette définition demande à être complétée et nuancée. Au premier abord, l'Uncillach donne seulement l'impression d'un énorme paquet de couches d'épaisseurs très diverses, presque redressées à la verticale. On s'en rend parfaitement compte de Mañaria, au Nord-Ouest, et du couloir d'Acharte, au Sud-Est. De la forme lenticulaire on n'a une idée qu'en observant de très loin le profil général, du col d'Asunsa par exemple, sur le flanc sud de l'Amboto. On remarque alors un gonflement de l'ensemble, un épanouissement vers le sommet qui ressemble à ce qu'on a observé dans la grande lentille de Galdames sur le flanc du grand anticlinal de Biscaye. Quant à la puissance et à la dureté des bancs, elle paraît fort différente selon les endroits, et on s'étonnerait même que P. Rat ait pu parler de calcaires urgoniens

(7) RAT P. Thèse p. 238.

Fig. 78 — L'UNCILLACH vu du calvaire d'Urquiola.

typiques compacts pour la majeure partie, s'il n'avait précisé qu'on rencontre aussi toutes les autres variétés.

L'érosion différentielle a tiré un grand parti de ces faciès variés. Les profils des couches dures successives sont bien visibles sur le flanc sud-est qu'ils divisent en une succession de couloirs, larges parfois seulement de quelques mètres, dans lesquels dégringolent les débris clastiques. De loin en loin, quelques couches, plus dures encore, ont mieux résisté et compartimentent ce flanc, à la façon des murs de défilement qui grimpent vers les forteresses juchées au sommet des massifs rocheux (Pl. XIV-A). Certaines, comme la crête dite d'Urrestey qui culmine à 859 m, ont plusieurs dizaines de mètres de hauteur et sont d'une régularité presque parfaite; d'autres présentent des ressauts, des ouvertures en forme de créneau. Il peut arriver que la disparition d'une couche tendre entre deux couches dures très rapprochées ait permis le creusement, entre deux murs élevés, de ce que les alpinistes appellent une cheminée. On ne s'étonnera donc pas d'apprendre que ce petit massif est une école d'escalade très fréquentée.

Si les formes les plus caractéristiques du massif d'Uncillach semblent ainsi dues à la mise en valeur des contrastes lithologiques, selon des plans de stratification, une telle conception de la morphogénèse simplifie un peu trop les choses, la fracturation ayant sûrement eu un grand rôle à jouer. Un tel ensemble de roches cassantes n'a pu, en effet, être porté dans la position qu'il occupe aujourd'hui et avoir fait partie d'un anticlinal «extrêmement comprimé» sans avoir été plus ou moins disloqué. P. Rat va même plus loin. L'épaisseur du massif le conduit à se demander s'il n'y a pas eu un repli supplémentaire avec redoublement de la série stratigraphique. D'autre part, frappé par le broyage des matériaux, il figure dans sa coupe les calcaires du flanc ouest comme hâchés, indépendamment de la stratification. En résumé, le dispositif structural est certainement plus compliqué qu'il ne semble, bien que les formes paraissent avoir été simplement mises en valeur à partir d'un empilement de plusieurs gros paquets de couches subverticales.

Quelques traits supplémentaires achèveront de nous donner une idée plus précise de ce petit massif. Ils concernent d'abord le volume des formations détritiques qu'on observe dans les couloirs et au pied de tous les escarpements. Des éboulis vifs en recouvrent d'autres encore plus volumineux sur lesquels des sols se sont déjà formés; tous sont l'indice de la facilité avec laquelle les calcaires, très fracturés, se sont désagrégés à diverses époques. L'étude de ces superpositions et des transformations des éboulis anciens, nous apportera, nous le verrons, les éléments d'une chronologie, lorsque nous essayerons de nous faire une idée de l'évolution morphologique.

Un autre trait nous semble en liaison avec le précédent; il peut d'ailleurs être observé dans toute la chaîne: c'est la faible extension, en surface, des traces de la dissolution karstique, et en particulier des lapiaz. Il est probable que cela provient du fait qu'ils n'ont pas eu le temps de se développer sur une roche où l'ablation est continuelle. Il est vrai que ceci peut être aussi attribué à la quasi absence de bancs en position horizontale ou peu inclinée. L'eau n'a jamais dû stationner en surface nulle part, et toute l'évolution karstique s'en est ressentie. On n'observe d'ailleurs pas plus de dolines que de lapiaz. Le contraste est frappant avec le massif voisin d'Ixina dont les bancs sont, au contraire, peu inclinés. C'est une excellente occasion de constater l'importance du dispositif structural en matière de karst, et en particulier, de karst superficiel. Par contre, l'enfouissement des eaux montre qu'il existe un karst profond, dont le développement doit être dû à la position subverticale des couches et à la fracturation.

Les recherches spéléologiques entreprises dans le massif ne semblent pas, jusqu'à présent, avoir été très poussées. A. Ferrer (8) et après lui le Groupe spéléologique de la Diputa-

---

(8) FERRER A.: Monografia de las cavernas y simas de la Provincia de Vizcaya.

ción de Vizcaya (9) ont «catalogué» un certain nombre de grottes dont toutes les parties profondes n'ont pas encore été explorées. Certaines comme Errekacobie (ou Erreketas) sont situées très haut (850 m environ). A. Ferrer signale dans cette dernière, un puits profond de plusieurs dizaines de mètres, ce qui confirme l'existence d'un réseau très développé dans le sens vertical. De nombreuses grottes sont, au contraire, situées beaucoup plus bas, comme celle de San Martin sur le front Sud-Ouest, ou celles perchées à quelques dizaines de mètres au-dessus du vallon d'Acharte. Dans tous les cas précédents il s'agit des parties actuellement sèches d'un réseau de galeries non fonctionnel. La seule résurgence importante que nous connaissions se trouve à Mañaria au niveau du cours d'eau.

C — L'ALLUIS CHIQUI

Le petit massif de l'Alluis chiqui, situé au Sud-Est de l'Uncillach, a à peu près la forme de deux pyramides accolées. Il semble formé d'un grand paquet de couches subverticales, qui, d'après P. Rat, serait la continuation du paquet nord-est de l'Uncillach, lequel provient lui-même du redoublement de la série stratigraphique. Il serait, dans ces conditions, bordé de grandes failles et vraisemblablement hâché aussi de fractures.

Cette préparation tectonique se révèle dans les formes résiduelles décharnées de ce chicot dont les calcaires ont été et sont encore intensément désagrégés. Son flanc sud-ouest est ennoyé à la base par de volumineux éboulis, dont certains, longs de plusieurs centaines de mètres, atteignent le fond du défilé d'Acharte qui le sépare de l'Uncillach. Le creusement de ce défilé lui-même, comme d'ailleurs celui de Mañaria, suppose aussi une préparation tectonique énergique, même, s'il n'existe pas de grande faille transversale.

D — L'AITLLUITZ

Faisant suite aux dents isolées déjà décrites, l'Aitlluitz, prolongé par l'Amboto, constitue un chaînon de 4 km de long ayant fière allure (Pl. XIV-B). Son flanc sud-ouest, hérissé de pitons étagés, semble véritablement inaccessible, tandis que le flanc nord-est paraît d'un parcours plus aisé. Le contraste provient de ce que, contrairement à l'impression qu'ils donnent d'abord, les bancs calcaires ne sont pas dressés verticalement, mais ont un pendage assez fort en direction nord-est. Ainsi, alors que sur la face sud-ouest leurs tranches sont mises en valeur en un relief compliqué, l'autre versant se rapproche d'une surface structurale.

Comme tous les autres éléments de la petite chaîne, le chaînon de l'Aitlluitz est fiché sur un socle schisto-gréseux dont les formes plus molles sont encore adoucies par un épais manteau de blocaille calcaire. Ceci est particulièrement net sur le versant sud-ouest où la désagrégation des calcaires, déjà si forte ailleurs, atteint une intensité extraordinaire. A la jonction de l'abrupt calcaire et du socle les cônes d'éboulis se superposent; certains recouverts d'un sol épais, paraissent assez anciens, alors que ceux qui les surmontent sont encore alimentés par les couloirs qui rayent le versant. Nous avons déjà dit, en décrivant l'Uncillach, l'intérêt que nous paraissent présenter ces formations clastiques superposées, bien séparées les unes des autres, pour la connaissance des phases finales de l'évolution morphologique. C'est à ce secteur, particulièrement bien pourvu dans ce domaine, que nous aurons plus tard recours pour tenter d'établir une chronologie relative de ces épisodes.

Au-dessus de ces formations détritiques, le versant, perpétuellement remis à vif, a un aspect quadrillé. D'une part, les couches n'ayant pas toutes la même dureté, la stratification y est révélée par des alignements horizontaux, parfois de véritables marches ou paliers, là où il s'agit d'un ensemble épais d'assises dures. Ce sont, cependant, les couloirs verticaux qui l'emportent, laissant entre eux des lignes de pitons aigus. L'existence de ces couloirs pose d'ailleurs un problème. On remarquera qu'ils ont été creusés selon des lignes de plus grande pente. Il est donc possible, bien qu'aujourd'hui on ait l'impression de n'avoir affaire qu'a des

---

(9) NOLTE Y ARAMBURU, E.: Catálogo de fenómenos espeleológicos de la Provincia de Vizcaya.

PLANCHE XIV

A — Le défilé d'Acharte entre l'Uncillach et l'Alluis-chiqui — A gauche, sur le flanc sud-est de l'Uncillach, couloirs séparés par les murs des couches subverticales. A droite, les longs éboulis calcaires au pied de l'Alluis-chiqui.

B — La face sud-ouest de l'Aitlluitz — Vue du Km 38 de la route de Mañaria à Urquiola

couloirs secs, dans lesquels ne circule que de la blocaille, qu'il se soit agi, autrefois, de lits de torrents. D'ailleurs, même actuellement, des écoulements temporaires se produisent en période de grosses pluies, ravinant un peu le piémont. En quelques points, en effet, en aval du cône d'éboulis secs actuel qui s'est formé à la sortie du couloir, un entonnoir a été creusé dans les sols peu perméables qui le supportent.

Certains de ces couloirs, très rectilignes, d'une extrême étroitesse, et affectant le chaînon dans toute sa hauteur, pourraient, être dus au dégagement d'une grande faille, bien qu'il soit assez curieux qu'elle soit précisément dans le sens de la plus grande pente.

D'autres couloirs sont beaucoup plus larges et certains ont même un profil en berceau dont il nous semble intéressant d'essayer d'expliquer la genèse. Le plus remarquable est situé un peu à l'Ouest par rapport à l'aplomb du sommet de l'Aitlluitz proprement dit. Il a, en amont, environ 100 m de large et se termine en niche sous la crête. En aval, il se resserre en entonnoir pour se terminer par un couloir d'une vingtaine de mètres de large. Enfin, son profil longitudinal comporte un ressaut vers son milieu. Si l'on ne savait que l'ensemble est situé à peu près entre 600 et 900 m d'altitude, on pourrait croire qu'on a affaire à des formes dues à l'existence, à l'époque glaciaire, d'un ancien petit glacier de cirque. Cette explication étant exclue, en raison de l'altitude, peut-on invoquer, au moins, l'existence d'un enneigement suffisant et suffisamment prolongé pour qu'on puisse penser à des niches de nivation? C'est également peu probable, d'abord, encore, en raison de l'altitude, mais, surtout, en raison de l'orientation ouest-sud-ouest. Une autre explication nous semble plus vraisemblable. Elle est fondée sur l'étonnante facilité avec laquelle les calcaires de cette chaîne se fragmentent.

Dans les couloirs, la blocaille actuelle est très abondante. Non seulement elle s'accumule à leur sortie, mais elle les engorge à plusieurs dizaines de mètres en amont. Dans le grand couloir en berceau déjà décrit, c'est même à plus de cent mètres en amont du défilé terminal que commence le dépôt. Cette accumulation de la blocaille permet peut-être d'expliquer l'élargissement de ce couloir selon une section en U. Le manteau de débris protégeant le fond, l'ablation doit, en effet, se poursuivre surtout sur les côtés. Ceux-ci reculent donc probablement sans que le couloir s'approfondisse. Quant à l'arrondi qui raccorde versant de côté et fond, il serait dû à la protection relative de la partie inférieure du versant par les éboulis les plus récemment accumulés latéralement, avant que ceux-ci soient incorporés à la masse du dépôt qui remplit le fond et progresse longitudinalement. Cette protection serait de plus en plus efficace à mesure qu'on se rapprocherait du centre du couloir, en raison de l'augmentation d'épaisseur de l'éboulis latéral.

Ce schéma explicatif a un intérêt supplémentaire (10). S'il paraît, en effet, pouvoir rendre compte des retouches actuelles du modelé, il est, à plus forte raison, valable, à plus grande échelle, pour la période froide et sèche par laquelle s'est terminée la période glaciaire et pour des périodes froides et sèches plus anciennes. Il semble que si la blocaille actuelle est abondante, alors que le rôle de la gélivation dans sa production est probablement assez réduit, les volumes produits au Finiglaciaire, ou antérieurement, ont dû être considérables et l'ablation latérale largement développée dans les couloirs.

E — L'AMBOTO

L'Amboto, cime prestigieuse pour les alpinistes, parce qu'elle est le point culminant de la chaîne (1.296 m), a des formes plus massives que celles précédemment étudiées et ne livre pas facilement les détails de sa structure.

---

(10) Il nous a été suggéré par celui proposé par divers auteurs pour expliquer la genèse ou l'adaptation de vallons ou de vallées préexistants sous l'action d'un système d'érosion semi-aride froid (Voir, en particulier, la synthèse de J. TRICART dans son «Modelé périglaciaire» p. 241 et suivantes et la bibliographie p. 259). Mais, alors que ces auteurs se sont surtout intéressés aux cas dans lesquels il existe une matrice abondante. nous avons été amené à considérer ce qui a pu se passer lorsque les matériaux clastiques restent secs.

Du côté nord on peut le contempler dans toute sa majesté du village d'Arrazola situé au pied. La dénivellation est de plus de 1.000 m. Le village est installé sur les croupes inférieures modelées dans les formations schisto-gréseuses, mais, à quelques centaines de mètres plus haut, commence l'énorme masse calcaire, aride et blanche, dont le contact avec les verts pâturages se fait absolument sans transition, comme s'ils étaient posés l'un sur l'autre. La partie inférieure de cette masse constitue, cependant, une sorte de talus en pente douce aux molles ondulations qui contraste avec les abrupts du sommet. Il est difficile de dire si ces formes doivent plus à la conservation de caractères originels qu'à des processus érosifs. Nous penchons plutôt pour la première hypothèse, les masses calcaires de l'Amboto paraissant, en général, plus homogènes et moins stratifiées que ne le sont les autres calcaires de la chaîne.

Un trait supplémentaire achève de donner un caractère particulier à cette face nord de l'Amboto. C'est le grand plan vertical qui la tranche brutalement vers le Nord-Ouest. A la vérité, et bien que la carte n'en rende pas compte, c'est un chaînon détaché de la crête principale qui est ainsi tranché, vraisemblablement par une faille. Au-dessous du piton de Frailleburu (tête de moine) l'abrupt, absolument vertical, est de plusieurs centaines de mètres.

L'Amboto perd beaucoup de sa majesté si on l'aborde par sa face sud. Celle-ci, en effet, bien qu'elle soit à peu près dans le prolongement de la face sud-ouest de l'Aitlluitz, n'a pas été mise en valeur par l'érosion différentielle de la même façon, et ceci vraisemblablement, parce qu'elle appartient au versant méditerranéen. Ainsi, alors que l'arroyo de Mendiola a affouillé les formations schisto-gréseuses au pied de l'Aitlluitz jusqu'à la cote 300 ou 400, les têtes des vallons ouverts vers le Sud atteignent à peine le pied du versant calcaire de l'Amboto. Du col d'Asunsa au col de Zabalandi subsiste ainsi, à une altitude de 900 m, une zone d'écoulement indécis, trouée de quelques grandes dolines.

III — LE CADRE SCHISTO-GRÉSEUX:

LES FORMES EN CREUX — L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Les calcaires du Duranguesado envahissent tellement le paysage que nous avons été amené à les décrire les premiers. Il faut pourtant les replacer dans l'ensemble auquel ils appartiennent, en particulier si l'on veut essayer de se faire une idée de l'évolution morphologique dans ce secteur oriental.

Nous avons constaté que tous les éléments du chaînon calcaire paraissent supportés par des buttes aux formes molles, de 2 à 300 m d'altitude relative, constituées de formations schisto-marneuses ou schisto-gréseuses. A la vérité ces formations, aujourd'hui en position subordonnée, sont situées stratigraphiquement au-dessus de l'Urgonien. Elles ont été plissées avec lui, mais toute la voûte de l'anticlinal très serré, dit de Mañaria, ayant été enlevée, nous ne nous trouvons plus en présence que des racines des flancs parallèles de celui-ci, entre lesquelles les calcaires sont pincés et restent en relief (coupe II Fig. 77) parce qu'ils ont joué vis à vis de l'érosion différentielle le rôle de roche dure.

A — PALIERS ANCIENS ET VIEILLES CUVETTES PERCHÉES

En dehors de leur rôle apparent de socle, les formations schisto-gréseuses constituent aussi toute une série de buttes aux formes molles, indépendantes du relief calcaire. Celles qui sont alignées au Nord-Est du chaînon, sur la rive gauche de la vallée de l'Ibaizabal, prolongée par celle du rio d'Elorrio, ont une altitude assez uniforme (350 à 400 m). Faut-il y voir les témoins d'une étape ancienne de la morphogénèse ayant arasé ces formations relativement tendres à un même niveau? D'autres buttes du même genre existant symétriquement sur l'autre rive, au pied du massif de l'Oiz, synclinal perché, armé de barres de grès dur tertiaire (Livre III. Chapitre XI), on pourrait, en effet, en conclure que la vallée actuelle a été précédée

d'un large couloir modelé entre éléments durs presque parallèles? Il est cependant difficile d'affirmer que toutes ces buttes, actuellement bien individualisées, proviennent du tronçonnement de banquettes latérales, restes du fond de ce couloir. Dans ce secteur du Duranguesado situé près de la chaîne calcaire, ce sont, d'ailleurs, toutes les formes qui sont ainsi fonction des incisions énergiques d'un réseau hydrographique qui, en s'enfonçant, a beaucoup contribué à l'oblitération des formes antérieures. C'est qu'à la vérité on se trouve ici, sans qu'on s'en rende toujours bien compte, tout près de la zone de rencontre des versants atlantique et méditerranéen, dans laquelle, comme au pied de la grande cuesta, les têtes des cours d'eau atlantiques ont dégagé de véritables reculées au-dessous d'un modelé ancien. Nous avons déjà signalé qu'alors que l'Amboto domine, au Nord, de plus de 1.000 m, la vallée du rio d'Elorrio, son court versant sud est en liaison avec ces confins du versant méditerranéen aux formes plus douces. La dénivellation n'est, de ce fait, de ce côté, que d'environ 400 m. On se trouve sur le bord d'une grande cuvette perchée, *la cuvette d'Ochandiano* dont le fond est à une altitude d'environ 600 m. Le hameau d'Urquiola, qui nous a déjà servi d'observatoire à l'Ouest de la chaîne (Fig. 76) est situé sur l'extrême bord de cette cuvette, au-dessus de la vallée du rio de Mañaria. On l'atteint par une route dont les lacets et les pourcentages élevés sont réputés. On a cependant une meilleure idée de la rencontre des deux topographies au col de Barazar où, après avoir aussi grimpé en lacets dans la profonde vallée de l'Arratia, au pied du Gorbea, on atteint le fond plat de la cuvette sur lequel on a pu tracer une route de plusieurs kilomètres absolument rectiligne. Mais, c'est surtout de la vallée de l'Indusi, située entre les deux précédentes, qu'on peut réaliser exactement ce qu'était le modelé de la cuvette d'Ochandiano. Il se trouve, en effet, que, des km 34 - 35 de la route de Yurre à Ochandiano, on aperçoit parfaitement la coupe que la tête de l'Indusi a déterminée sur le bord de cette cuvette. Cette coupe montre que l'on a affaire à un fond presque horizontal, se raccordant, par des glacis en pente douce, à des sommets en coupole surbaissée. Malgré l'environnement d'altitude plus élevée de l'Amboto, de l'Aranguio et de l'Arralde, tous constitués de calcaires durs, il paraît certain que cette vaste cuvette à fond plat est à rattacher à la surface de maturité dont nous avons trouvé des éléments à l'Ouest, au sommet de la cuesta.

B — LES CUVETTES PRÉGLACIAIRES

L'étude de l'ensemble schisto-gréseux, au travers duquel perce le chaînon calcaire, nous a conduit vers les formes hautes actuellement perchées et qui sont celles au-dessous desquelles de grands évidements ont dégagé postérieurement les calcaires. Nous avons vu qu'il est possible qu'un temps d'arrêt ait été marqué, lors de ce creusement, temps d'arrêt dont serait témoin le niveau correspondant au sommet des buttes de piémont. Mais ce niveau n'est pas net, et si l'on veut trouver des jalons précis marquant d'autres étapes de ce creusement, il faut descendre plus bas ,en particulier dans les parties larges des vallées. On y observe, en de nombreux endroits, des emboîtements entre vallée en berceau et auge alluviale, du type de ceux que nous avons déjà décrits bien des fois en d'autres secteurs. Alors qu'on trouve, dans l'auge, une nappe alluviale de type fluviatile, aux éléments bien roulés, les formations accumulées au bas des pentes douces comportent des éléments durs qui ne semblent pas avoir subi le même transport. Celles du cimetière de Durango, au Sud de cette ville, sont les plus accessibles. On trouve leur équivalent en face, sur l'autre rive, au sommet d'une butte allongée. (Fig. 76).

Mais, plus encore que les dépôts, l'ensemble des formes du bassin de Durango situées au-dessus de l'auge alluviale évoque un système d'érosion assez indépendant des écoulements linéaires hiérarchisés. Ainsi, à l'Est de la ville, les versants convergent, constituant une sorte de cuvette dont les parties supérieures et moyennes du réseau hydrographique actuel évoquent bien les formes par leur disposition en étoile. Cette cuvette rappelle, à une échelle plus réduite, la grande cuvette de Carranza de notre secteur occidental (Livre II, Chapitre VI). Sa perfection n'est cependant pas très grande en raison de sa situation au confluent du rio d'Elorrio.

En amont, par contre, c'est au centre d'une cuvette presque parfaite qu'est située la ville d'Elorrio. Les cours d'eau y ont le dispositif rayonnant qui a retenu ailleurs notre attention (Fig. 79) et qui évoque une étape de la morphogénèse avec niveau de base local situé au centre de la cuvette. Il est donc probable que celle-ci a été modelée par un système d'érosion de type semi-aride. L'existence de formations grossières, du type des laves boueuses, conservées en interfluve, en apporte une preuve de plus. Le dépôt de Cénita, perché à 25 ou 30 m d'altitude relative par rapport au centre de la dépression, est le plus facile à observer, grâce à la coupe qu'en donne la route de Mendraca. Il s'agit de débris gréseux anguleux et de tous calibres emballés dans des argiles fauves. Leur nature montre qu'ils ne viennent pas de loin et le faciès de l'ensemble confirme qu'ils n'ont été transportés que sur une courte distance. Le déversement ne devait être que sporadique, car le dispositif en étoile est presque parfait.

Plus tard, lorsque les écoulements sont devenus beaucoup plus abondants, vraisemblablement pendant la période glaciaire, l'écoulement s'affirma vers l'Ouest et tous les petits cours d'eau se sont dirigés de ce côté en modifiant la partie inférieure de leur tracé à mesure qu'ils s'enfonçaient dans la cuvette. Ce creusement, et les déplacements correspondants, ont, non seulement dégagé des croupes d'interfluve surmontées de dépôts anciens, mais encore une butte témoin isolée (butte 196) au Nord de la ville.

Les observations faites concernant les cuvettes du bassin de Durango semblent donc permettre d'y évoquer, comme dans la zone occidentale, un épisode semi-aride chaud ayant pré-

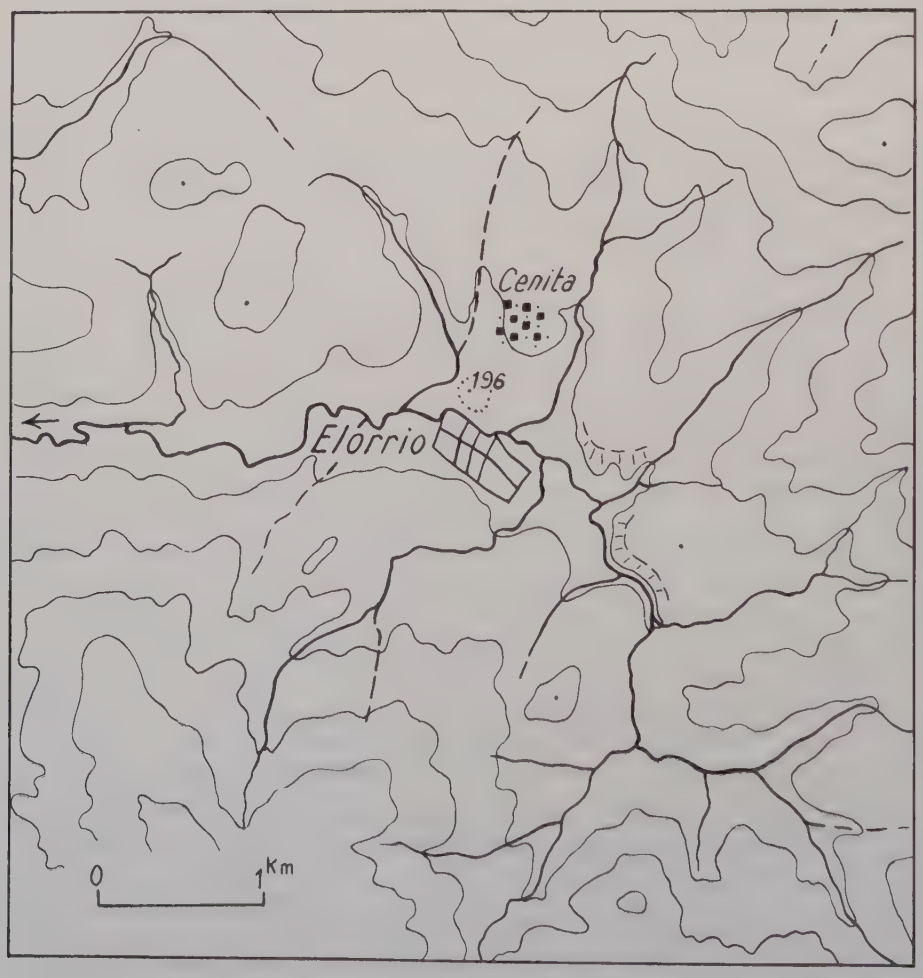


Fig. 79.—LA CUVETTE D'ELORRIO.

cédé les épisodes d'érosion linéaire de l'époque glaciaire. Nous en avons cependant cherché confirmation, ce qui nous a conduit à étudier le petit bassin intramontagnard de l'arroyo de Mendiola, situé au Sud du chaînon calcaire, et qui doit au fait qu'il n'a pu se vider que par l'étroit couloir du défilé d'Acharte (carte Fig. 76) d'avoir conservé des formations anciennes plus volumineuses et plus faciles à interpréter que celles observées jusqu'à présent.

Dans le couloir lui-même, on trouve des chaos de blocs, ou des blocs isolés, dont certains très gros (plus de 50 cm dans leur plus grande dimension). Ces blocs de grès dur, à patine rouille, ont leurs angles arrondis et sont accompagnés de galets de même nature beaucoup plus petits. Certains de ces élements ont été piégés dans les cavités karstiques du calcaire qui constitue les parois du défilé. Nous en avons trouvé à plus de vingt mètres au-dessus du talweg actuel, dans la carrière en exploitation. Dans les parties basses, ils sont souvent recouverts par les éboulis calcaires dont nous avons parlé en décrivant les peñas d'Uncillach et de l'Alluis chiqui.

Malgré les renseignements que leur faciès et leur altitude relative nous apportent, l'interprétation de ces dépôts serait assez difficile (car il ne s'agit que de placages peu volumineux) si nous n'avions la chance qu'aient été conservés, en aval, les restes d'un bel appareil torrentiel.

C — LES CÔNES DE DEJECTION ETAGÉS PRÉGLACIAIRE ET GLACIAIRE D'ABADIANO ET DE MENDIOLA

Une partie des matériaux provenant de l'amont ont été déposés en éventail au sortir du défilé d'Acharte. La route qui réunit Acharte à Abadiano permet d'observer, sur une distance d'environ un kilomètre, une coupe du gros cône, ainsi construit. Il s'agit encore d'un mélange de blocs aux arêtes arrondies, de pavés moins volumineux et de galets bien roulés. Le tout est emballé dans une abondante matrice argilo-sableuse jaune vif. Le désordre dans lequel ont été déposés tous ces matériaux indique que le transport s'est fait en milieu peu liquide et qu'il s'agissait donc, probablement, d'une lave torrentielle. On ne saurait s'étonner de l'hétérométrie des éléments durs, ni du fait que certains soient plus roulés que d'autres. D'une part, en effet, les bancs gréseux du complexe supra-urgonien dont ils proviennent sont plus ou moins épais et plus ou moins durs, et fournissent donc des débris plus ou moins faciles à façonner; d'autre part, le torrent a déposé des matériaux pris en amont et ayant subi un commencement de façonnement, en même temps que des matériaux pris en charge latéralement et n'ayant presque pas subi de transport. On pourrait, par contre, s'étonner de trouver, dans la partie aval du cône que recoupe la route, un ensemble nettement plus fin formé de petits débris gréseux anguleux enrobés dans des argiles sableuses. Ces passées argilo-sableuses sont pourtant fréquentes dans les dépôts torrentiels. Il est probable qu'elles proviennent du lavage des matériaux précédemment déposés au sommet du cône. Ce lavage peut se produire soit lorsqu'une précipitation brutale amène sur le cône en construction une première tranche d'eau n'ayant pas encore reçu l'apport des laves de la partie amont du bassin ralenties par leur viscosité, soit encore parce que, lors d'un arrêt de la lave par un chaos de blocs formant barrage, une partie de l'eau est libérée avec des matériaux fins.

En résumé, il semble que ce cône ait les caractères qu'aurait un cône actuel vif dans une région de haute montagne où l'érosion serait intense en raison de l'absence de végétation. Mais il s'agit ici, sans qu'il puisse y avoir de doute à ce sujet, d'un cône mort qui a été construit par un torrent dont la puissance, au moins temporaire, était sans rapport avec celle des maigres écoulements actuels. En effet, l'arroyo de Mendiola n'occupe plus actuellement qu'un lit de 2 à 3 m de large. En été, dans la traversée de la gorge calcaire, il disparaît même dans un réseau karstique souterrain. Le lit actuel ne correspond d'ailleurs qu'à un dernier stade de l'écoulement. Il est lui-même creusé au fond d'un chenal large de 50 à 100 m, profond d'une ving-

taine de mètres et qui provient d'un premier éventrement du cône ancien. La roche en place a même été entaillée au-dessous du cône, car les dépôts de celui-ci n'ont que quelques mètres d'épaisseur. Le fond de ce chenal, dont les berges sont encore bien visibles, est tapissé d'alluvions d'allure fluviatile.

On retrouve donc, dans ce secteur les restes, de trois étapes de l'évolution morphogénétique. Le gros cône ancien correspond à une époque d'érosion brutale, agissant par à coups, probablement liée à une semi-aridité empêchant la végétation de s'installer. Le chenal principal, rectiligne, correspond à de forts écoulements liquides qui doivent être ceux du régime nival qui a dû régner ici à l'époque glaciaire. Quant au lit mineur, il semble, au premier abord, être le résultat du creusement actuel.

Mais l'intérêt de la vallée de l'Arroyo de Mendiola ne provient pas exclusivement de la présence du cône ancien au débouché du défilé d'Acharte. Il existe, en effet, un second cône dans la plaine, au confluent de l'arroyo et du cours d'eau principal, l'Ibaizabal. Il n'est pas, au premier abord, aussi visible que l'autre, mais c'est surtout parce qu'il est moins éventré et qu'on n'en voit donc, généralement, que la surface peu bombée. On se rend cependant parfaitement compte qu'on a affaire à un cône en parcourant la grand'route d'Elorrio à Durango. En arrivant à Andramari, on réalise très bien qu'on abandonne la plaine alluviale de l'Ibaizabal pour monter sur le cône, épais en ce point de plusieurs mètres. Une autre démonstration de son existence est donnée par le tracé de la partie inférieure de l'arroyo de Mendiola. Celui-ci, comme c'est courant sur les cônes de déjection, a glissé sur un côté, ici rive gauche. Il s'est ensuite surimposé dans la roche en place. C'est d'ailleurs l'importance, relativement très réduite, de cette incision qui nous donnera la clef des rapports existant entre les deux cônes. Le cône amont était, nous l'avons vu, éventré selon un chenal large de 50 à 100 m, et c'est au fond de ce chenal que le cours d'eau actuel avait installé son lit. C'est incontestablement de ce lit étroit seulement que la petite gorge surimposée dans le cône inférieur est la continuation. Dans ces conditions, il semble que le cône inférieur a dû être construit, au moins en grande partie, au moment où le supérieur était éventré, et que les matériaux avec lesquels il l'a été représentent une partie des formations corrélatives de la phase de creusement en amont. Ces matériaux sont, en moyenne, de calibre plus réduit que ceux du cône supérieur et l'ensemble de la formation a un caractère plus fluviatile que torrentiel, ce qui confirme qu'elle a été constituée à une époque d'écoulements plus fluides. Si nous reprenons la chronologie proposée pour le cône ancien, nous sommes conduit à admettre que cette construction doit avoir eu lieu à l'époque glaciaire.

En résumé, l'ensemble des deux cônes étagés de la vallée de l'arroyo de Mendiola paraît être, toutes proportions gardées, l'exacte réplique des cônes emboîtés que nous avons décrits à Espinosa de los Monteros, dans notre secteur méridional.

D — AUTRES FORMATIONS ALLUVIALES DE LA VALLÉE PRINCIPALE

Le fond de la vallée principale est tapissé, d'Elorrio à Durango, d'une nappe alluviale continue dont la largeur varie de 50 à 500 m. L'auge est en général bien délimitée par un talus en pente raide, séparant son fond subhorizontal des versants en pente douce dont nous avons rapporté le modelé à l'épisode semi-aride et qui restent ainsi perchés au-dessus. Cependant, un feutrage postérieur dont nous étudierons plus tard l'origine, a atténué, par endroits, les ruptures de pente, au point de les dissimuler.

Au débouché des affluents de la rive gauche existent, outre celui de Mendiola, d'autres cônes alluviaux, plus ou moins visibles, car plus ou moins étalés et plus ou moins éventrés, selon les cas. On devine seulement, grâce aux blocs roulés répandus dans les champs, qu'il

y en a eu un à Artasala, tandis que ceux situés de part et d'autre de San Antolin, sont assez bien conservés. On n'en trouve point, par contre, au confluent du rio d'Arrazola dans lequel une nappe alluviale continue se raccorde avec celle du rio d'Elorrio. On devine que les différences constatées proviennent du fait que, selon les conditions locales, d'une part le rapport charge-débit devait être différent et, d'autre part, les matériaux abandonnés par diminution de compétence ont trouvé plus ou moins de place pour se loger dans la vallée principale. Mais, outre ces considérations, la constatation faite à Abadiano-Mendiola de l'existence de cônes étagés d'âges différents doit nous rendre prudent en ce qui concerne l'âge qu'il convient d'attribuer à chacune de ces formations. On aurait tort de croire, en particulier, que ces cônes sont tous contemporains de celui de Mendiola parce qu'ils sont près du cours d'eau principal. Il est même difficile de fonder leur âge sur le fait qu'ils sont, ou non, tronqués à leur base par ce cours d'eau, car des cônes du même genre ont pu être construits successivement au cours d'une période assez longue, caractérisée par le même système d'érosion. Les premiers construits ont donc pu être tronqués sans être cependant très anciens.

On devrait, théoriquement, pouvoir distinguer les cônes très anciens des récents par leur faciès. Encore faudrait-il qu'on soit sûr que les matériaux ont été les mêmes dans les bassins d'alimentation et que le trajet parcouru a aussi été du même ordre.

En fin de compte, le plus sûr critère nous semble être l'observation de la façon dont les cônes sont incisés *longitudinalement*. L'incision correspondant aux écoulements de l'époque glaciaire dans un cône ancien est large et profonde; elle a détruit une partie importante de ce cône. Si l'on n'observe qu'un chenal étroit, le plus souvent latéral, c'est le cône lui-même qui doit dater d'un des épisodes de cette époque glaciaire. Il existe aussi des cônes subactuels (11), mais la fraîcheur de leurs matériaux permet de les reconnaître facilement; leur position aussi, car ils sont, évidemment, toujours construits *sur* la nappe alluviale principale.

E — LES FORMATIONS DE VERSANT

Nous avons signalé qu'il est parfois difficile de distinguer certaines ruptures de pente peu marquées et qu'ainsi, si la succession de deux épisodes de la morphogénèse semble bien établie, il n'est pas toujours facile d'éudier les formes de détail de leurs emboîtements dissimulées par des formations de pente.

1 — Les versants en secteur schisto-gréseux

Dans le secteur schisto-gréseux, l'observation des coupes pratiquées lors de la construction des routes ou des maisons permet de constater que l'adoucissement des formes est dû à la présence de formations de pente très épaisses ensevelissant le relief, et particulièrement les parties basses, sous une chappe continue. Une partie de ces formations fournit les argiles nécessaires aux fabriques de tuiles et de briques. C'est le cas à Apatamonasterio où leur épaisseur est de plusieurs mètres. Elles proviennent de la décomposition des schistes tendres du complexe supra-urgonien. On y trouve, d'ailleurs, des éléments durs que les briquetteries éliminent. L'imbibition des parties supérieures des formations en place serait suffisante pour permettre cette décomposition, mais il est probable, cependant, qu'elle a pu être plus rapide et s'étendre à une plus grande masse grâce à l'existence de l'épisode froid et sec fini-glaciaire déjà évoqué ailleurs, épisode qui a dû permettre la division préalable des schistes par le gel. On en serait plus sûr si on trouvait des éboulis de gravité ou des versants réglés, mais, les matériaux étant en majorité tendres, la division a dû être très poussée et les parties dures noyées dans la masse.

De même qu'il n'est pas facile de déterminer la part de la gélivation et celle de l'imbibition, puis du foisonnement, dans la genèse de ces formations épaisses, il est difficile de déterminer la part de la solifluction et du creep dans leur progression sur les pentes. La régula-

---

(11) Nous en avons observé un à Marzana sur la rive droite du rio d'Arrazola.

rité des formes permettrait de supposer que cette progression a été lente et continue. On n'oubliera pas, toutefois, que les façons culturales ont défiguré le modelé initial de ces croupes basses, à un point qu'on imagine parfois difficilement. Elles ont, en particulier, dissimulé des formes d'arrachement que nous évoquerons plus tard dans les régions de flysch tendre où elles sont plus nombreuses et plus visibles.

Malgré tout l'intérêt que présente ce feutrage au point de vue morphologique, il n'est donc pas facile d'en tirer des conclusions précises concernant les étapes finales de la morphogénèse. Dans ce domaine des formations superficielles de versant, nous avons, heureusement, un autre champ d'observation fort étendu grâce aux éboulis des secteurs calcaires déjà signalés. Bien qu'il en existe partout, nous avons vu qu'ils sont particulièrement volumineux sur le versant sud-ouest de l'Aitlluitz.

2 — Les cônes d'éboulis calcaires emboîtés de l'Aitlluitz.

Nous avons déjà signalé qu'un épais manteau de blocaille, formé par la superposition de nombreux cônes d'éboulis coalescents, s'étale au pied de l'Aitlluitz (Pl. XIV-B). La longueur (3 km) et la rectitude du chaînon, la régularité relative d'un versant tout au long duquel le dispositif structural est le même, facilitent les comparaisons, ce qui nous a incité à y entreprendre l'étude de ces cônes superposés dont l'intérêt pour l'établissement d'une chronologie des étapes de l'évolution morphologique paraissait évident.

C'est par dizaines qu'on peut compter ces cônes et le volume de l'ensemble est inhabituel dans nos régions à si basse altitude (5 à 600 m). Il est probable que cette abondance est due, pour une bonne part, au fait que le dispositif structural (pendage des couches contraire à la pente du versant) permet l'évacuation rapide, par gravité, des matériaux préparés par les processus de l'érosion aréolaire. Ces processus peuvent ainsi agir pratiquement sans arrêt sur de nouvelles fractions de la roche mises à nu. D'autre part, la préparation tectonique, déjà signalée, doit faciliter grandement cette désagrégation. Aussi, en plus du gel qui doit rester le processus le plus énergique, de simples changements de température ou d'humidité, le développement des racines des arbustes qui, dans ces régions atlantiques, parviennent à vivre sur les calcaires, suffisent à détacher les éléments en porte à faux, en raison de la position des couches. La variété de ces processus explique l'existence, dans les éboulis, de blocaille de calibre très varié. Elle explique aussi la superposition de cônes d'âges manifestement différents, presque tous les climats provoquant la mise en oeuvre de quelques uns de ces processus.

Les cônes récents sont des appareils modestes dont la longueur ne dépasse pas, en général, quelques dizaines de mètres. Les cônes anciens, quoique plus volumineux, si l'on en juge par leurs parties visibles, ne semblent, cependant, avoir occupé que le haut du versant du socle schisto-gréseux du chaînon calcaire (fig. 80). Aussi, est-on surpris de trouver des débris clastiques calcaires presque jusqu'au talweg situé à plusieurs centaines de mètres au pied de ce versant. En certains points, en face des plus grands des couloirs, par exemple, il pourrait s'agir de blocs isolés ayant été entraînés par gravité plus loin que les autres. Il est certain aussi que des pluies violentes peuvent déplacer de petits éclats calcaires et les déposer un peu plus loin en traînées, selon une ligne de plus grande pente. Mais, à la faveur de décollements et de glissements, à la suite de travaux de plantation ou de levées de terre pour établir des limites, ce sont des masses puissantes de grèzes qu'on découvre en profondeur, grèzes souvent soudées en brèches solides. Ailleurs, sur des surfaces herbeuses bien régulières, ce sont les taupes qui, remontant à la lumière des éclats calcaires au milieu d'une belle terre brune, nous rappellent que les sols cachent des éboulis anciens.

Il semble donc bien se confirmer que, même sur les parties moyennes et inférieures du versant, se sont accumulées des formations clastiques. Mais cette couverture bosselée, parfois

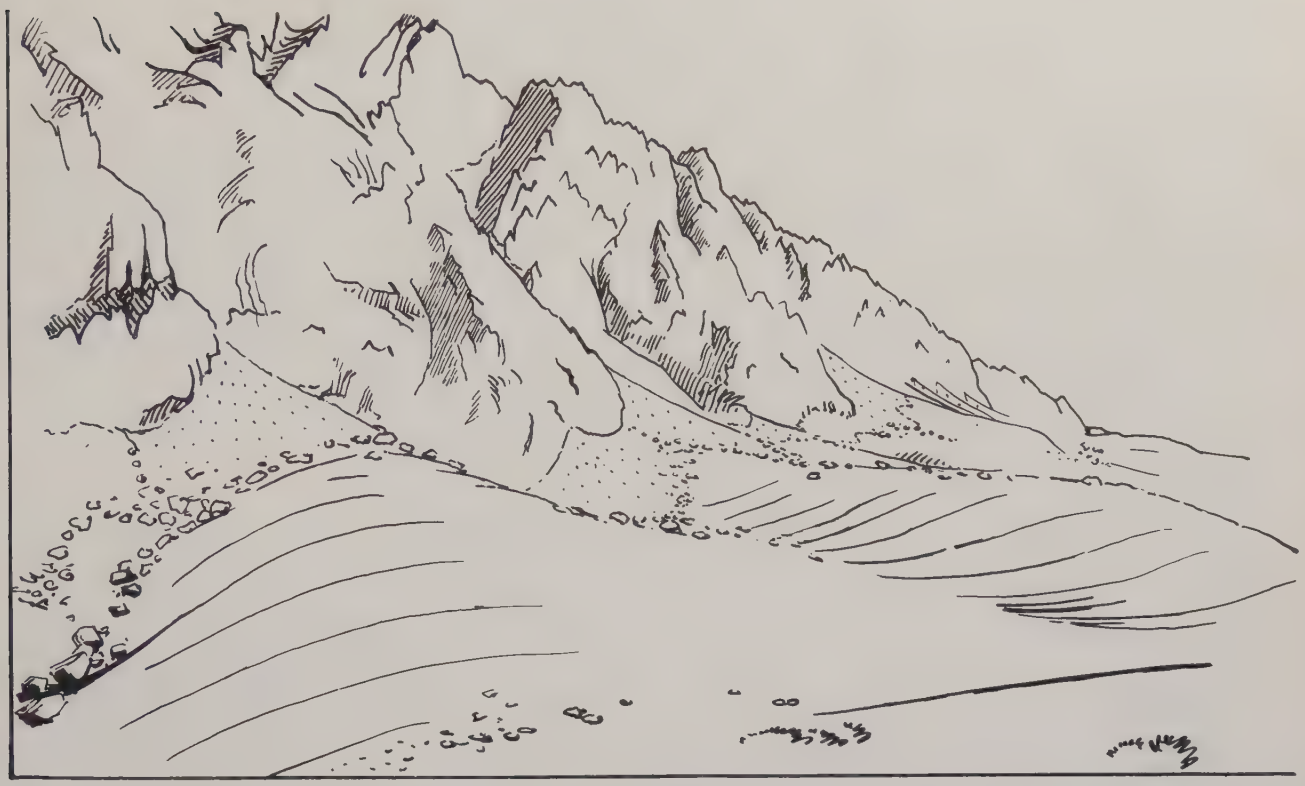


Fig. 80.—LES CONES D'ÉBOULIS CALCAIRES EMBOITÉS DE L'AITLLUITZ.Cônes récents coiffant des cônes anciens consolidés sur le versant sud-ouest, entre la bergerie et le col d'Asunsa.

interrompue de niches de décollement ou de paliers en marche d'escalier, ne semble guère pouvoir être considérée comme la partie inférieure des cônes anciens aux formes encore si bien définies. Elle serait donc plus ancienne encore. Certains faits semblent le confirmer. C'est ainsi qu'au Nord-Ouest, au pied de l'Aitlluitz proprement dit (fig. 76 et 81), existe un large replat creusé d'une dépression fermée ayant l'allure d'une grande doline de plus de 100 m de large (12). Or, on trouve des brèches sur le rebord de la doline situé à l'opposé du versant calcaire actuellement producteur de blocaille, c'est à dire en un point que, depuis fort longtemps, cette blocaille ne peut plus atteindre par gravité. C'est, en effet, *dans* la doline qu'ont été construits les cônes actuels, et on y retrouve aussi des cônes anciens figés, ou des éléments de ces cônes encore bien reconnaissables à leurs formes. La blocaille des brèches situées sur le bord externe doit donc avoir été déposée antérieurement à la construction de ces deux séries de cônes, et c'est, en définitive, le résultat d'au moins trois phases d'accumulation successives qu'on peut ainsi observer sur le versant sud-ouest de l'Aitzlluitz (fig. 81).

Malheureusement, ce n'est pas partout qu'on peut distinguer entre elles, par leurs positions respectives, les deux formations les plus anciennes. En bien d'autres points du talus, elles paraissent se succéder sans interruption. Nous avons, dans ces conditions, essayé de les différencier par leur faciès d'altération. Malheureusement, faute de bonnes coupes, on ne peut facilement comparer que des faciès de détail, alors qu'il serait intéressant de comparer des ensembles. Autant qu'on en puisse juger, on constate que les brèches sont à peu près sem-

(12) Cette dépression est facile à repérer car elle a été aménagée en parc à moutons et on a construit au centre la seule bergerie existant dans ce secteur.

blables, mais que, dans les formations les plus récentes, épaisses de quelques décimètres seulement, on retrouve, au-dessous, la blocaille dans un état de fraîcheur étonnant. Il semble, au contraire, que l'ensemble de la blocaille très ancienne ait été affecté par des phénomènes de dissolution puis de recristallisation de la calcite; nous avons observé dans certaines cavités des stalactites de plusieurs décimètres de long.

Malgré les difficultés que nous avons rencontrées à différencier avec certitude, en certains points, trois types distincts de formations clastiques superposées, il nous semble du plus grand intérêt de tenter d'en faire les jalons d'une chronologie locale que nous comparerons à celles établies ailleurs.

L'âge très récent des éboulis secs supérieurs ne semble pas douteux. Leurs éléments n'ont pratiquement pas subi d'altération depuis leur mise en place et, d'ailleurs, de nouveaux débris recouvrent, en partie, périodiquement, les prairies situées à leur base. Ce que nous avons dit de la facilité avec laquelle les calcaires se désagrègent et dégringolent ensuite dans les couloirs, en raison de leur position, suffit à expliquer l'abondance de leur production, même à notre époque et à basse altitude.

Il est déjà moins facile de donner un âge aux cônes morts supérieurs. On ne peut guère raisonner que par analogie et il semble, dans ce cas, qu'on puisse en attribuer la genèse à l'ultime épisode froid et sec dont nous avons, après divers auteurs, évoqué l'existence à la fin de l'époque glaciaire. Durant cet épisode, la gélifraction semble avoir été le processus essentiel, favorisé, en raison de la sécheresse, par l'absence de couverture neigeuse protectrice. Or, la blocaille fine conservée sous les sols dans les cônes anciens de l'Aitlluitz a bien dû être produite, au moins en partie, par ce processus. Si, en effet, le calibrage y reste souvent fonction du broyage déjà signalé, on y observe beaucoup d'éclats de petite dimension provenant vraisemblablement de la redivision de la blocaille par le gel. On aurait donc bien une formation de période froide, et, comme c'est la dernière de ce genre mise en place avant les for-

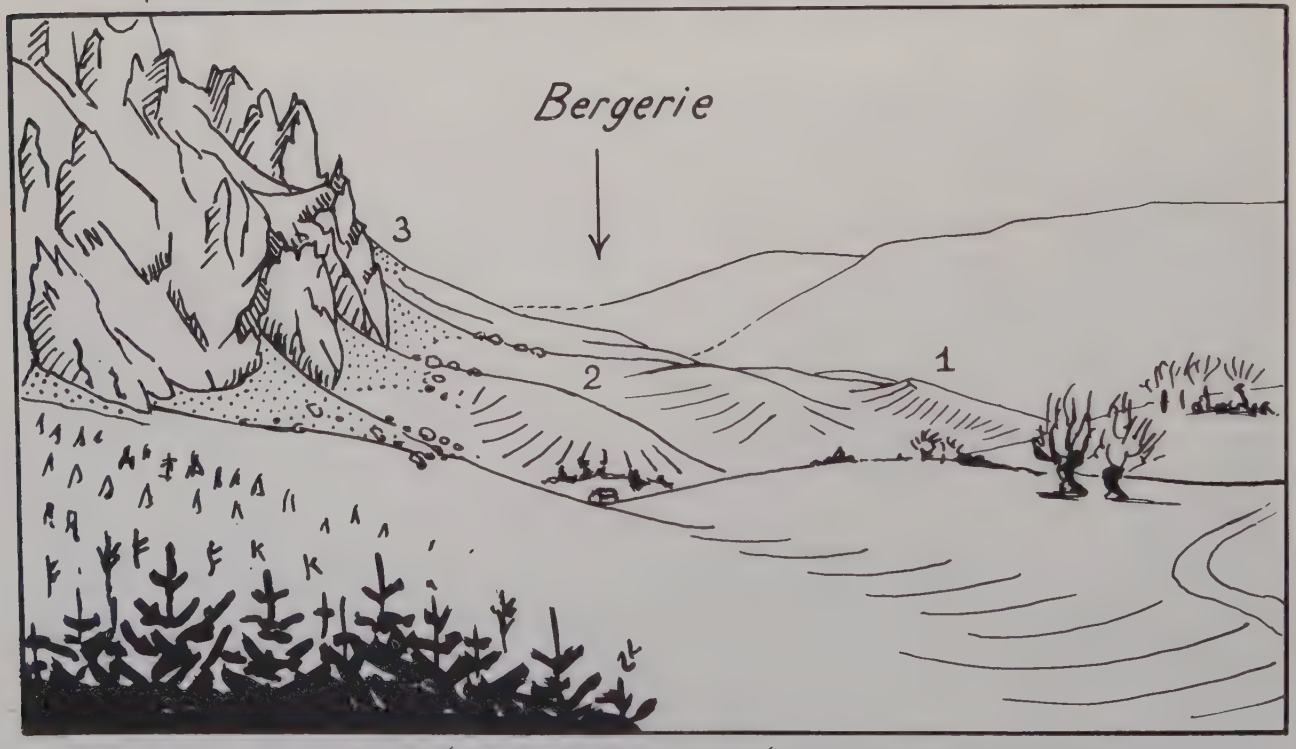


Fig. 81.—LES CONES D'ÉBOULIS CALCAIRES EMBOITÉS DE L'AITLLUITZ. Secteur de la bergerie. 1 - brêche très ancienne; 2 - cônes anciens consolidés; 3 - cônes de blocaille récente.

mations actuelles, son attribution à l'épisode climatique final défini plus haut nous paraît vraisemblable.

On peut se demander si la présence d'un sol sur ces cônes apporte un élément de datation supplémentaire. Le contraste est en effet frappant entre l'absence d'altération des cônes actuels et l'évolution qu'ont subie ces cônes morts. Celle-ci ne s'est pas limitée aux phénomènes de dissolution puis de recristallisation de la calcite en profondeur déjà indiqués. Un sol brun, couvert de végétation, dissimule presque entièrement, en surface, l'existence des éboulis. Bien que les études concernant la vitesse d'évolution des sols en général aient été jusqu'à présent assez peu développées (13), on peut admettre que plusieurs millénaires ont été nécessaires pour constituer un sol épais sur une formation qui, à l'origine, n'arrêtait absolument pas l'eau de ruissellement. Cela confirmerait que les cônes anciens puissent avoir été édifiées lors de l'épisode final froid et sec de l'époque glaciaire, puisque celui-ci se serait terminé, selon divers auteurs, vers-10.000. Le sol se serait constitué au cours du post-glaciaire et, en particulier, lors de l'épisode dit de l'«optimum climatique».

Quant aux formations très anciennes, nous avons déjà dit que leur faciès d'altération ne permet guère de les distinguer des formations dont nous venons de parler, et que seule leur position relative nous a fait considérer qu'elles étaient antérieures à celles-ci. Il semble, dans ces conditions, qu'on puisse situer leur mise en place à l'époque glaciaire. Dans nos régions, en effet, il n'y a pas eu, durant cette période, de neiges persistantes au-dessous de 1.400 à 1.500 m (14). Les pentes de nos moyennes montagnes devaient donc être livrées, au moins en partie, tous les ans, aux alternances répétées du gel et du dégel, grandes productrices de débris clastiques.

Est-il possible de remonter plus loin? Il est probable que les calcaires de l'Aitlluitz ont produit de la blocaille sous tous les climats, puisque, si les facteurs climatiques changeaient, les facteurs position et broyage tectonique préalable subsistaient. Mais, il nous semble vain de rechercher ce qui pourrait subsister de phases très anciennes, même, par exemple, de la phase semi-aride que nous considérons comme préglaciaire et qui, dans ce secteur, est caractérisée, en aval, par les dépôts de type torrentiel à pavés de grès dur issus du versant situé en face du versant calcaire. On ne trouve pas de trace de calcaire dans ces dépôts, ce qui pourrait être dû, soit à la faible production de blocaille à cette époque, soit à sa dissolution ultérieure. Mais, ce qui est plus curieux, on n'en trouve pas, non plus, dans le cône inférieur étalé en aval et dont nous pensons qu'il a été construit à l'époque glaciaire. Il nous semble que la meilleure hypothèse qu'on puisse avancer pour tenter d'expliquer ces faits peut être fondée sur l'arrêt de la blocaille sur le versant. Les cônes actuels en occupent une partie infime et les cônes morts supérieurs ne semblent pas en avoir recouvert le quart. Il est donc possible qu'au cours de la période glaciaire, et malgré sa durée, la blocaille n'ait jamais atteint en quantité, le bas du versant. Si elle ne l'atteignait pas par simple gravité, elle ne pouvait l'atteindre par transport par les eaux de ruissellement. Celles-ci devaient, en effet, disparaître en profondeur dans l'ensemble poreux formé par la pierraille. La dissolution qui s'en suivait, puis la recristallisation en profondeur, aidaient à la consolidation des éboulis, d'une part en favorisant le tassement, de l'autre en soudant les éléments en brêche. Ainsi se constituait une carapace en perpétuel devenir, mais suffisante pour protéger le versant du ruissellement concentré. On comprend, dans ces conditions, pourquoi celui-ci n'a pas été raviné, bien que ses parties inférieures soient constituées de formations assez tendres marno-gréseuses, et alors que le versant schisto-gréseux opposé a été profondément entaillé en V par les torrents affluents du cours d'eau principal. Quelques niches de décollement anciennes, larges de plusieurs dizaines de mètres, indiquent, cependant, l'attaque du pied de ce versant en fonction de l'approfondissement du talweg principal; mais l'absence de véritables vallons secondaires reste remarquable.

---

(13) Voir à ce sujet un petit résumé des travaux récents dans Duchaufour Ph. 1960. Précis de Pédologie p. 155.
(14) NUSSBAUM F. et GYGAX F. 1952. La glaciation quaternaire dans la Cordillère Cantabrique.

F. — CONCLUSION

La région de Durango est certainement une des plus fertiles en enseignements en ce qui concerne l'évolution morphologique en Biscaye. C'est d'abord parce que la présence des calcaires durs, en de nombreux petits éléments, au milieu de formations schisto-gréseuses relativement plus tendres, a conduit à un pays très divisé, peu ouvert, dans lequel une partie des formations alluviales a été mieux conservée qu'ailleurs, parce qu'elle y était, en quelque sorte, piégée. D'autre part, les calcaires, brisés par les efforts tectoniques, ont été extrêmement sensibles à tous les processus de désagrégation, ce qui a permis la construction d'une série de formations détritiques corrélatives d'épisodes relativement récents de cette désagrégation. La série d'étapes de la morphogénèse dont les traces sont bien visibles est donc ici plus complète que dans d'autres secteurs. Nous les rappellerons rapidement:

Au-dessous d'un modelé très ancien, dont la grande cuvette à fond plat d'Ochandiano est l'élément le plus remarquable, des cuvettes plus petites mais plus profondes ont été creusées. Des formations corrélatives de l'épisode final de ce creusement ont été conservées sur les interfluves actuels (cuvette d'Elorrio) ou à la sortie d'étroits couloirs ouverts entre des massifs calcaires (cône d'Abadiano). Ces formations, du type des laves torrentielles, confirment l'existence d'une étape d'érosion de type semi-aride dont nous avons déjà trouvé, ailleurs, bien d'autres traces et que nous considérons comme préglaciaire.

Les eaux de fonte des neiges de la période glaciaire ont incisé les petites cuvettes ou les cônes et ouvert des auges dans les vallées plus larges, auges tapissées de formations alluviales de type fluviatile et le long desquelles des affluents, sortant juste de la montagne, ont aligné des cônes plus plats et mieux ordonnés que le cône ancien de Mendiola.

Pendant ce temps, et dès qu'ils furent dégagés par l'érosion différentielle, les petits massifs calcaires se désagrégeaient, au gré de tous les facteurs climatiques, mais plus vite lorsque agissait le gel. Malheureusement, dans l'amoncellement de blocaille calcaire produit de leur destruction, seuls sont faciles à distinguer les uns des autres les cônes d'éboulis des deux dernières séries construites, dont l'une date probablement de la fin de la période glaciaire et l'autre est plus ou moins fonctionnelle. Il manque, sur ces socles trop couverts, les incisions des écoulements linéaires qui, dans le Valle de Mena, nous ont laissé les emboîtements du talus de la cuesta. Aussi cet énorme ensemble de formations clastiques nous a-t-il fourni moins de données concernant les enchaînements morphogénétiques que nous ne l'avions espéré.

D'autre part, bien que nous ayons pu faire des comparaisons entre l'évolution en zone calcaire et en zone schisto-gréseuse, nous n'avons pu observer que rarement (couloir d'Acharte) les rapports directs des formations corrélatives provenant de l'une ou de l'autre de ces zones. Ceci ne nous a pas permis de regrouper, en une synthèse aussi complète que nous l'eussions souhaité, les renseignements recueillis des deux côtés.

Cependant, les résultats obtenus dans plusieurs domaines sont extrêmement importants. Nous pensons, en particulier, aux cônes étagés d'Abadiano et de Mendiola dont l'étude nous a permis de réaffirmer, à propos de ce versant atlantique où les formations alluviales conservées sont par ailleurs très réduites, ce que nous croyons avoir démontré dans le secteur d'Espinosa, sur le versant méditerranéen, à savoir l'existence de l'empreinte successive dans les formes de deux systèmes d'érosion nettement différents, l'un préglaciaire de type subaride chaud, l'autre de type humide et froid correspondant à l'époque glaciaire.

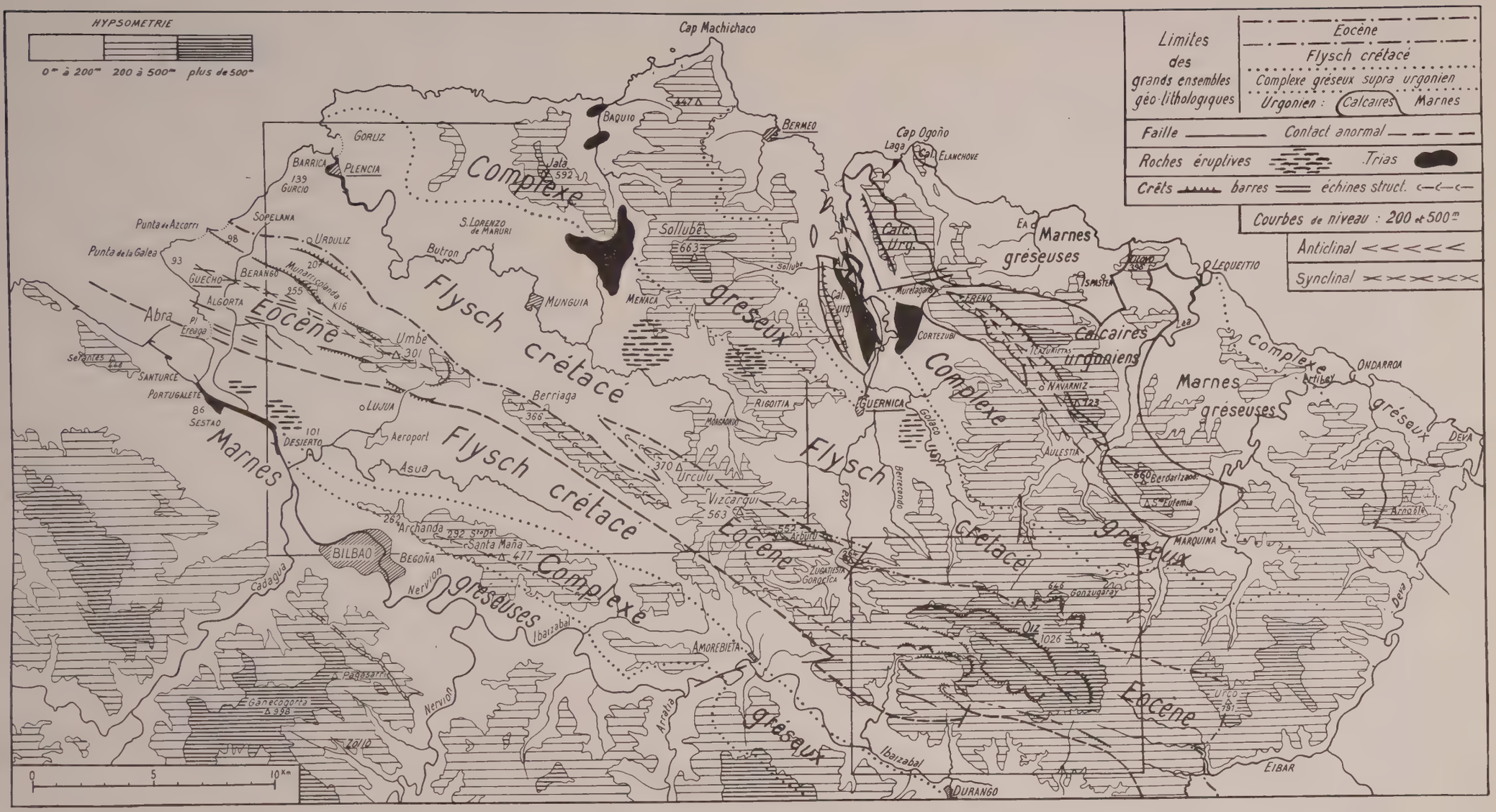


Fig. 82.—CARTE HYPSOMÉTRIQUE ET STRUCTURALE DES PAYS DU NORD-EST.

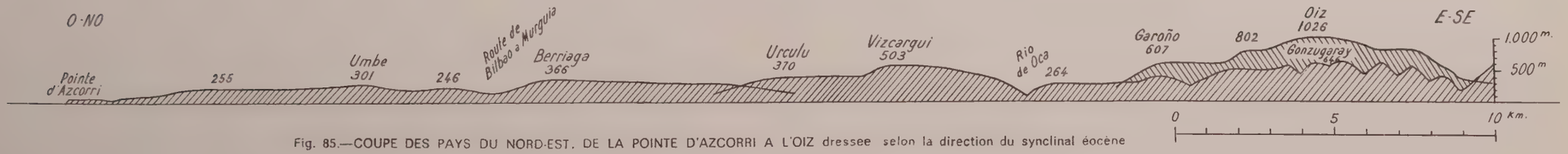


Fig. 85.—COUPE DES PAYS DU NORD-EST, DE LA POINTE D'AZCORRI A L'OIZ dressee selon la direction du synclinal éocène

LIVRE III

LES PAYS DU NORD-EST

CHAPITRE XI
LES PAYS DU NORD-EST

Dans le cadre, en partie régional, que nous nous étions fixé au départ, il nous reste à étudier, maintenant, au Nord-Est, entre la vallée du bas Nervion, prolongée par celle de l'Ibaizabal, et le littoral atlantique, une bande, large d'une vingtaine de kilomètres, et ceci jusqu'au rio Deva, situé à peu près à égale distance entre Bilbao et Saint Sebastien (fig. 1 et 2).

L'expression de bande, qui revient souvent dans les définitions de nos ensembles, répond, on le sait, à la réalité structurale qu'un simple coup d'oeil aux cartes hypsométrique et géologique permet de deviner. (Fig. 82). Les formes, dans une grande partie de notre domaine, semblent, en effet, dériver de l'exploitation d'une couverture plissée, bien que nous ayons déjà fait remarquer qu'on a affaire, plus exactement, à une *tectonique de revêtement*, le manteau sédimentaire ayant épousé, en se plissant, les grandes déformations du socle.

Dans le secteur nord-est, l'alternance des bandes géologiques est particulièrement nette, et, si l'on se fonde sur les divisions adoptées par P. Rat, qui accorde, dans bien des cas, une grande place à la lithologie, on imagine facilement un pays constitué par une alternance de bandes dures et tendres en direction pyrénéenne, mise en valeur dans un large synclinal; avec la nouveauté, dans notre domaine, d'un Eocène armé de solides bancs durs à la charnière.

Si l'on n'avait, en somme, à décrire que le secteur situé immédiatement au Nord-Est du Nervion-Ibaizabal, c'est à partir de cet alignement de *synclinaux perchés éocènes* que pourrait s'ordonner facilement toute la description. Malheureusement, la bande littorale qui lui est accolée au Nord-Est laisse largement apparaître, à nouveau, l'Urgonien et ses calcaires à la répartition imprévue. Il est donc peu probable qu'on puisse y ordonner la description en fonction du dispositif, qui paraît, en gros, anticlinal. La grande coupure, Nord-Sud, de la ria de Guernica, dans laquelle apparaît le Trias, indique d'ailleurs assez que ce dispositif n'est pas continu.

On voit que la consultation rapide des cartes laisse supposer que le secteur nord-est de notre domaine présente des formes assez variées. Il est donc probable qu'on sera amené à le décrire en le découpant en plusieurs petits pays. Ce n'est, en définitive, que la faible étendue de ce secteur qui nous conduira à les grouper sous une étiquette commune. Seule une première exploration du terrain nous permettra, cependant, de nous faire une idée précise de leurs rapports, l'existence de quelques traits d'ensemble ne devant pas être exclue à priori.

I — PREMIÈRE VUE D'ENSEMBLE

Dans les environs immédiats de Bilbao on peut, dès l'abord, noter un fort contraste entre les pays situés au Nord et au Sud. On y a l'impression d'une coupure nette entre deux types de formes. Ce contraste apparaît déjà dans la cuvette dans laquelle est construite la ville (Fig. 82). Celle-ci s'appuie,au Sud,aux puissants contreforts de calcaires urgoniens situés à la base du Pagasarri et dont le grand mur blanc domine la ville. La montagne est toute proche; à 6 km à vol d'oiseau, les alpinistes du dimanche peuvent atteindre la cime du Ganecogorta (998 m), d'où ils contemplent, au pied d'un crêt de plus de 500 m de commandement, la vaste combe de Zollo, creusée à partir de la profonde cluse du Nervion. Rien de comparable au Nord; bien que, de la ville, l'horizon soit également barré de ce côté, ce n'est que par la croupe continue, mais basse, d'Archanda. Son sommet, assez plat (262 m) est devenu, grâce à un petit funiculaire et à une route «de crêtes», une sorte de parc où l'on conduit les jeunes enfants pour essayer de les soustraire aux fumées des hauts fourneaux et des usines qui, remontant le couloir de la ria, s'accumulent sur la ville.

De la route qui suit la crête, le regard embrasse, au Nord, un pays d'aspect nouveau pour nous. Alors qu'au Sud nous étions habitué aux vallées profondes, traversant de gros ensembles structuraux, voici que s'ouvre devant nous l'ample cuvette allongée, aux formes douces,

Fig. 83.—LE LITTORAL AU NORD-OUEST DE BILBAO, vu de Gurcio en direction de la baie de l'Abra au Sud-Ouest.

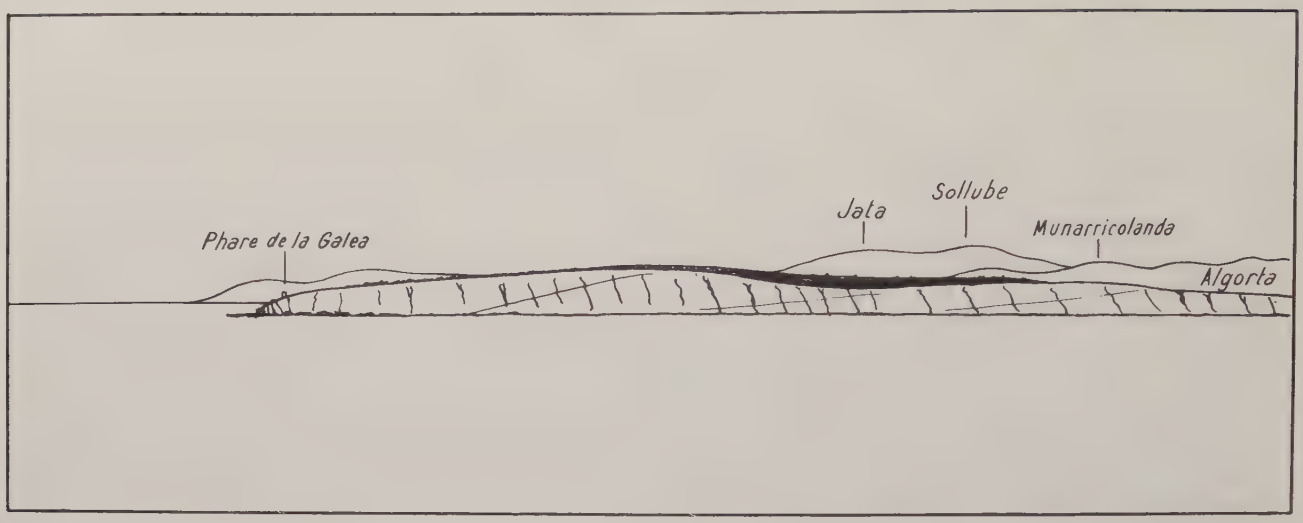


Fig. 84.—LA «SURFACE» DE LA POINTE DE LA GALEA vue de la rive gauche de la baie de l'Abra.

de la vallée d'Asua, bordée, au Nord, par un nouveau petit chaînon de faible altitude dont les points hauts sont l'Umbe (301 m) et le Berriaga (366 m). Au pied de ce chaînon, on aperçoit de vastes glacis, dont une partie a été utilisée pour l'installation de l'aéroport de Bilbao. Dans la vallée elle-même, l'industrie qui ne pouvait trouver de place dans la ria a débordé, constituant, peu à peu, un second noyau industriel qui entraîne lui-même des constructions désordonnées, de type urbain, dans des sites à peine urbanisés.

Si, poursuivant une exploration du Sud au Nord par la route qui relie Bilbao à Munguia par Begoña, on dépasse les alignements de l'Umbe et du Berriaga, on découvre une nouvelle cuvette aux formes également amples et douces, bien cultivée et fort peuplée, au centre de laquelle s'étale la petite ville de Munguia. Mais, alors que la vallée de l'Asua était une gouttière presque rectiligne, celle du Butron, entre Munguia et la mer, est constituée de cuvettes rondes plus petites, réunies entre elles par des couloirs tortueux. Tout à fait en aval, c'est même par une gorge étroite, dans laquelle on n'a pas trouvé de place pour une route, que le cours d'eau atteint la dernière cuvette, celle de Plencia. Une partie de cette cuvette, envahie par la mer, constitue une charmante petite baie d'un kilomètre de large, abritant la plage la plus sûre de la Biscaye, sur le bord de laquelle a été construit le sanatorium pour enfants de Gorliz.

Pour avoir une connaissance plus complète de l'ensemble de ce secteur de faible altitude, il faut revenir de Plencia par la petite route qui passe par Barrica, Sopelana, Berango et Algorta. On y est frappé par l'altitude uniforme de l'extrême bord du littoral, perché de 100 m au-dessus de la mer, et par les formes très douces des vallons creusés à son sommet (Fig. 83). Si l'on traverse l'Abra pour observer, de Santurce, la coupe que donne de ce secteur la falaise qui s'étend d'Algorta à la pointe de la Galea, on a même l'impression que les couches, subverticales ,sont tranchées selon une surface presque parfaite (Fig. 84).

Il semble donc certain, au premier abord, que cette partie du secteur nord ait conservé les restes d'un relief très mûr, assez peu retouché postérieurement. Il s'agit, cependant, d'un domaine assez réduit, car les formes changent lorsqu'on s'éloigne vers l'Est. Dans le même alignement que l'Umbe et le Berriaga (301 et 366 m) on passe, *progressivement,* il est vrai, aux 563 m du Vizcargui pour aboutir, à moins de 15 km, aux 1.026 m de l'Oiz (coupe Fig. 85). Le relief y acquiert un aspect beaucoup plus montagnard, accentué par le manteau récent de pins bien noirs *(pinus insignis)* à allure de sapins. Enfin, les parties les plus hautes, encore non boisées ,ajoutent à l'illusion, en donnant l'impression de hauts alpages. Le faible peuplement

achève de différencier ces paysages de ceux du secteur ouest où s'étale, de plus en plus, l'excédent de population d'une ville industrielle étouffant dans le cadre étroit de la ria.

Si l'accroissement des altitudes, très progressif d'Ouest en Est, peut donc suggérer l'idée d'une ancienne surface prolongeant les arasements observés sur le littoral, il faut faire preuve de pas mal d'imagination pour en retrouver les points hauts dans le massif de l'Oiz. Il faut, en tout cas, supposer que celui-ci a été soulevé de plusieurs centaines de mètres après arasement.

Au Nord-Est, le raccord paraît plus difficile encore; bien qu'il n'ait que 669 m d'altitude, le massif du Sollube s'élève au-dessus du bas-pays et le domine si nettement qu'on y a installé l'antenne de télévision chargée d'«arroser» toute la Biscaye. Sur cette masse, qui a dû être assez récemment incisée profondément par des torrents vigoureux, il n'est plus question du tout de rechercher des restes de surface, pas plus, d'ailleurs, que sur le Jata qui en est la réplique plus modeste à l'Ouest (592 m). On peut se demander s'il y a eu aussi rejeu de ce côté et de quelle façon. Les rapports de formes si différentes, placées si près les unes des autres, posent, en effet, un problème. Il n'est d'ailleurs pas le seul dans ces pays. Tout près de là, le caractère exceptionnel de la grande blessure de la ria de Guernica est aussi évident, et sa direction Nord-Sud montre qu'elle est probablement sans liaison avec le plissement de direction pyrénéenne que laisse deviner l'orientation des alignements au Nord de Bilbao. L'expansion du Trias, en grandes taches sur la carte géologique, se manifeste avec assez d'ampleur pour qu'on réalise qu'il s'agit encore d'un de ces grands accidents diapiriques dont nous avons déjà trouvé plusieurs exemples en Biscaye. L'ampleur du déblaiement, lui-même, frappe l'observateur, car ce couloir ne livre point passage, comme la ria de Bilbao, à un cours d'eau important. Même en considérant que les écoulements qui ont précédé ceux du maigre cours d'eau côtier qui serpente actuellement sur un colmage de 2 km de large étaient beaucoup plus volumineux, on ne peut le considérer comme un ancien estuaire. Ceci confirme que des facilités exceptionnelles ont dû être rencontrées par l'érosion lors du déblaiement de ce couloir. Celui-ci constitue, actuellement, un petit monde relativement isolé, dans lequel on ne peut pénétrer que par des passages étroits, tel celui, le plus fréquenté, de Gorocica au Sud, entre le Vizcargui et l'Oiz; ou détournés, comme celui du cap Machichaco, à l'extrême Nord, un des itinéraires les plus «touristiques» de Biscaye. La ria elle-même attire visiteurs et constructeurs de villas par le fait que, bien abritée, encaissée en partie entre des murs calcaires, elle jouit d'un climat local exceptionnel qui permet au citronnier de porter des fruits et au camélia de fleurir. A son pittoresque s'ajoute, un peu en marge, celui de l'extraordinaire port de pêche de Bermeo, enserrant ses innombrables bateaux colorés dans une minuscule baie, au centre d'une grande cuvette creusée au flanc du Sollube et maintenant ouverte vers la mer, comme celle de Plencia.

Sur les bords du couloir de la ria on reprend contact avec les calcaires urgoniens qu'on n'avait plus revus depuis qu'on avait abandonné la zone médiane. De l'intérieur du couloir, leur bord, assez régulier, a l'allure d'un grand crêt à l'Ouest, mais plutôt d'un rebord de plateau à l'Est. Pour retrouver l'aspect décharné que leur donne la dissolution karstique, il faut s'élever vers leur surface supérieure actuelle, ce qui est particulièrement facile en empruntant, rive droite, la route de Guernica à Lequeitio. A un peu plus de 200 m d'altitude seulement, on pénètre dans un pays de dolines et de dépressions fermées. En même temps, on longe, très près au Nord, un pays de croupes, séparées par de profonds ravins, et dont les formes disent assez que la matériau n'est plus calcaire. On aura l'occasion de constater qu'on a affaire, en gros, à des marnes gréseuses et qu'on est retombé en plein complexe urgonien. Nulle part encore le contraste lithologique n'a été aussi clairement mis en valeur que dans ce secteur côtier.. En marge du calcaire désolé. dont on ne peut qu'extraire des matériaux de construction (parfois des marbres, comme à Ereño), des groupes de beaux caserios (fermes basques) se partagent les croupes ensoleillées aux terroirs fertiles, faciles à cultiver. Sur les versants abrupts des ravins, les pins ont remplacé hêtres et châtaigniers au cours des dernières décennies.

Revenue plus franchement dans les calcaires à Ispaster, la route descend à Lequeitio au débouché de la vallée du Lea. En remontant cette vallée jusqu'à Aulestia nous aurons la confirmation que, non seulement le réseau hydrographique s'est profondément inscrit dans les marnes, mais qu'il a réalisé, en amont, l'étonnant sciage en gorge d'un massif calcaire. Un trait du même ordre peut être observé, plus à l'Est, dans la vallée de l'Artuby et, en marge de notre domaine, dans celle du Deva. L'apparente «indifférence à la structure» de ces cours d'eau pose un problème du même ordre que celui que pose, à l'Est, la traversée du massif des Cinco-Villas par la Bidasoa.

II — LA TRAME STRUCTURALE ET SA MISE EN VALEUR

Un premier tour d'horizon nous a laissé deviner, en gros, la part de la structure dans les formes du terrain de ces pays du Nord-Est. Il est indispensable d'essayer d'en pénétrer le détail (Fig. 82).

L'alternance de gouttières et d'échines rectilignes, au Nord de Bilbao, conduit à penser, au premier abord, qu'on a affaire à une série de plis semblables parallèles. Cependant, l'existence de bandes lithologiques, de même nature, symétriquement placées, de part et d'autre de l'échine Umbe-Berriaga-Vizcargui, indique qu'en gros toute la zone comprise entre le Nervion et le littoral nord, jusqu'au cap Machichaco, ne constitue qu'un grand pli. Le dispositif, bien visible dans la zone axiale, permet de préciser qu'il s'agit d'un synclinal; mais, dans le détail, l'existence de plis locaux accessoires oblige à employer le terme de synclinorium. D'ailleurs, des différences notables de style existent dans cet ensemble. C'est ainsi que les plis de la zone axiale sont de grandeur moyenne, tandis, qu'on observe de véritables plissottements dans les cuvettes latérales. Ces différences doivent provenir de la nature lithologique très variée des formations. Dans cet ensemble, qui va du Crétacé supra-urgonien à l'Eocène moyen, on trouve, en effet, toutes les nuances, depuis les séries marneuses les plus tendres jusqu'aux bancs de grès quartzite les plus durs.

A — LA CHARNIÈRE SYNCLINALE ÉOCÈNE

C'est dans la zone axiale du synclinorium, longue charnière qui s'étire de la pointe de Guecho, à l'Ouest, jusqu'à Eibar, à l'Est, que les formes structurales sont de beaucoup les plus nettes, et ceci en raison de la mise en valeur par l'érosion différentielle de plusieurs niveaux de grès dur qui ont une continuité suffisante et une position stratigraphique assez régulière pour donner une idée précise du dispositif.

P. Rat, dans des publications successives, a excellemment décrit cette bande éocène, et, en particulier, sa partie orientale, le massif de l'Oiz (1). Il s'est attaché non seulement à en faire une étude stratigraphique précise qu'il a replacée dans le cadre des études entreprises dans les régions adjacentes, mais aussi à analyser le dispositif structural, ce qui ne pouvait manquer de l'entraîner, ici, dans le domaine de la morphologie. Il est donc difficile de ne pas suivre de très près cet auteur. Du moins avons-nous pris soin de revoir de près tout ce secteur, parfois en sa compagnie, d'un point de vue spécifiquement morphologique. Ayant à travailler dans un domaine si bien débrouillé, nous avons pensé que la meilleure façon, pour nous, d'apporter une pierre à l'édifice était de donner une description et une représentation graphique des formes aussi précises que possible. Ces dernières n'avaient, en effet, été souvent qu'évoquées par P. Rat, leur description n'étant pas son propos essentiel. C'est ainsi qu'il n'avait représenté sur sa

(1) P. RAT (1957). Note préliminaire sur la géologie du massif de l'Oiz.
P. RAT (1959). Thèse - 3e partie, chapitre III et 4e partie, chapitre III.

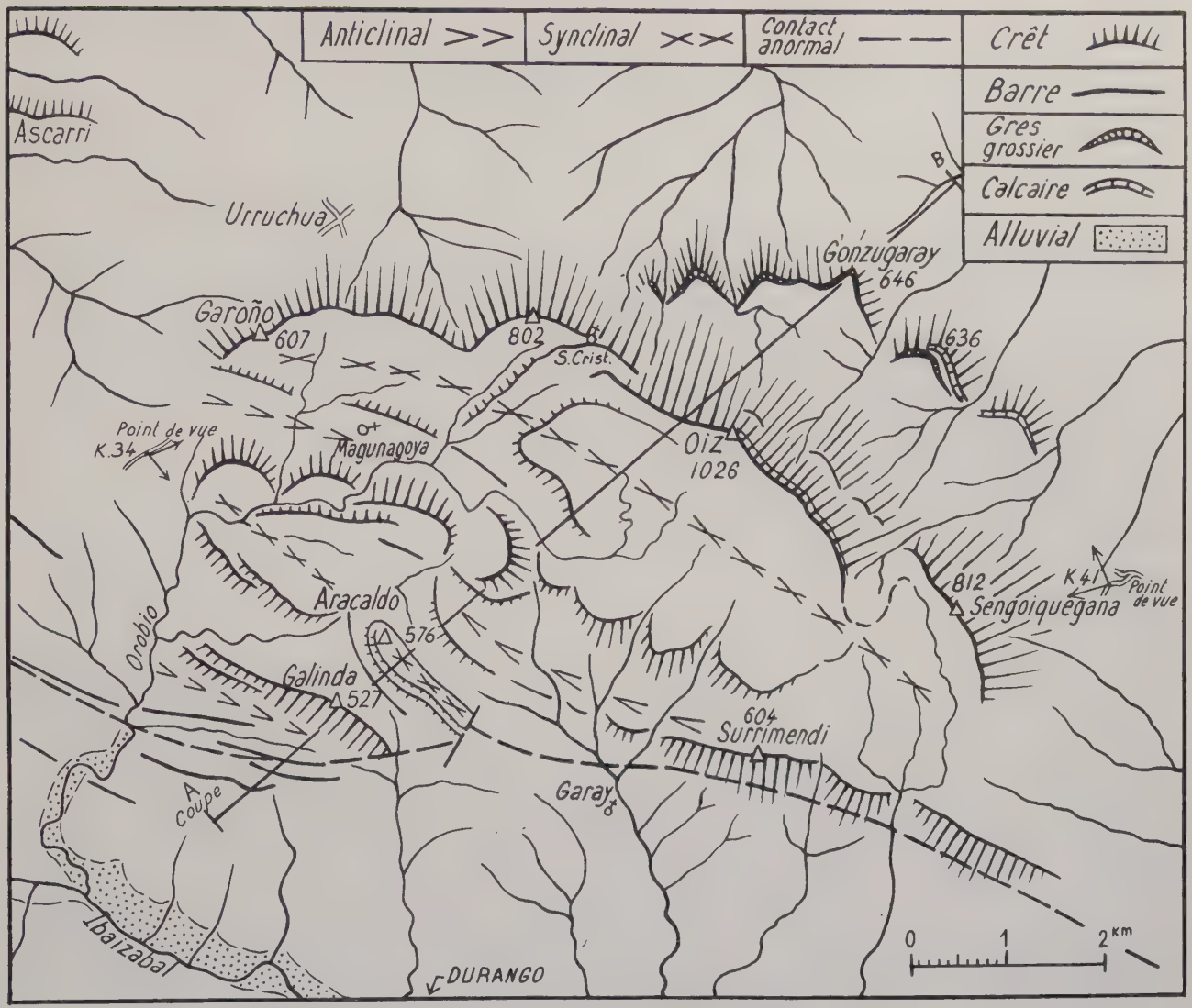


Fig. 86.—CARTE MORPHOLOGIQUE DU MASSIF DE L'OIZ.

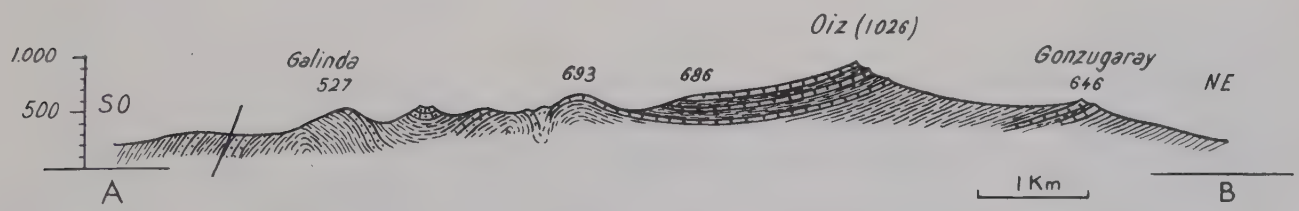


Fig. 87.—COUPE DU MASSIF DE L'OIZ d'après P. Rat.

carte que «de façon fortement schématique (2) les bancs gréseux durs qui constituent l'ossature du relief. Pour parvenir à des localisations plus précises, nous avons multiplié les études complémentaires de terrain et utilisé les photographies aériennes.

1 — Le massif de l'Oiz.

Le massif de l'Oiz apporte vraiment la clef de la morphologie de la charnière synclinale éocène, car les formes y sont bien dégagées et perchées (Fig. 86 et 87). Elles ne sont malheureusement plus aussi visibles que lorsque nous avons entrepris nos recherches, un reboisement intensif dissimulant maintenant bien des plans et masquant même des vues panoramiques autrefois remarquables. La plus belle (Fig. 88) était celle que l'on avait, à l'Ouest, sur le coeur du massif, du km 34 de la route de Durango à Guernica par Urruchua. Toute une série de petits crêts inverses, étagés, y ont été dégagés et découpés en festons par le rio Orobio et ses petits affluents. Les dominant un peu, vers le Sud, la grosse butte de l'Aracaldo est un synclinal perché, comme le souligne l'alternance des couches dures et tendres.

Mais cet ensemble ne constitue pas tout le massif. En arrière de ces premiers plans, on aperçoit, dans le lointain, la surface beaucoup moins incurvée de la face Sud de l'Oiz proprement dit. Pour en apprécier les formes exactes, il faut continuer sa route vers le Nord, jusqu'au carrefour d'Urruchua. C'est alors presque un relief de cuesta, bien plus qu'un crêt inverse, dont on aperçoit le profil à l'Est (Fig. 88). On serait logiquement amené à penser que cette forte réduction de la courbure provient d'une ouverture du pli, en raison de l'éloignement de la charnière dont nous avons trouvé les restes à l'Aracaldo. Cependant, P. Rat a montré par un lever minutieux des pendages qu'on avait affaire à deux synclinaux indépendants, l'ensemble du massif constituant, sinon un synclinorium, du moins ce qu'il appelle un synclinal complexe (Fig. 87). Un petit anticlinal, dit de Magunagoya, s'intercale entre le synclinal de l'Oiz et celui de l'Aracaldo. Mais, à la vérité, cet anticlinal est déjeté vers le Nord, de sorte qu'au point de vue morphologique, les passées dures mises en valeur sur son flanc nord ont un pendage Sud, ce qui peut donner à penser qu'il s'agit toujours du flanc nord du synclinal de l'Aracaldo. Seules quelques «anomalies» peuvent être décelées vers le centre du massif, là où ce petit anticlinal s'ennoie au Sud-Est. Un autre anticlinal étroit, dit par P. Rat du Surrimendi, l'y relaie, après torsion d'axe; mais les alignements structuraux, souvent subverticaux, qui en sont les restes au Sud, se localisent en marge de la cuvette principale, celle de l'Oiz, et n'ont de rapports avec le synclinal de l'Aracaldo que vers leur extrémité Ouest. On ne saurait, au demeurant, espérer trouver à l'Est les extrémités des synclinaux signalés précédemment, car P. Rat a constaté que, par rapport au reste du massif, la zone située au Sud a été décollée et soulevée, ce qui, postérieurement, a permis à l'érosion de détruire cette partie de l'Eocène plissé située à une hauteur supérieure au reste du synclinal. C'est, en résumé, seulement à l'Ouest et au Nord que l'on peut observer des formes structurales perchées nettes et complètes.

La cuvette synclinale de l'Oiz proprement dit est la plus large (3 km environ) et la seule ayant été peu défoncée postérieurement à sa mise en relief, bien qu'elle soit haut perchée. Son bord nord-est est d'une belle régularité du Garoño (607 m), à l'Ouest, au Sengoiquegana (812 m), à l'Est (Fig. 86) et l'on pourrait facilement croire qu'il est constitué d'une même table gréseuse ayant subi quelques inflexions. Il n'en est cependant rien, comme on peut s'en rendre parfaitement compte en parcourant la dépression continue ouverte au pied, ou, plus facilement, en utilisant les photographies aériennes. A la vérité, les bancs gréseux s'intercalent dans la formation sur une épaisseur de 200 m. Leur dureté, et surtout leur puissance, varient latéralement et ils se relaient pour constituer la crête. Trois, surtout, de ces passées dures ont été mises en valeur. La plus basse a donné, à l'Ouest, la crête du Garoño et son prolongement

(2) P. RAT. Thèse p. 438.

(sommet 802). A l'Est, et au-dessus de celle-ci, une autre prend le relais, c'est celle qui porte la chapelle San Cristobal. Au-dessus, enfin, le niveau de l'Oiz proprement dit (1.026 m) constitue la crête principale sur une longueur d'environ 3 km. A l'Est le relais est pris, à deux cents mètres plus bas, par le lobe du Sengoiquegana dont le rebord est constitué par les mêmes couches que celles qui donnent à l'Ouest le Garoño. Bien qu'elles aient perdu de leur puissance dans le secteur central, leur continuité est mise en évidence par un ressaut à mi-pente sur le talus de l'Oiz.

Dans ses parties les plus élevées, ce beau château-fort a près de 400 m de haut, et il en a encore plus de 200 dans ses parties les plus basses. On peut se demander comment ses murailles ont été si bien préservées du déchaussement des cours d'eau atlantiques qui ont si énergiquement incisé les cuvettes en roche tendre ouvertes très près de là dans le flysch du Crétacé supérieur. C'est pourtant aussi un flysch tendre qui soutient les bancs gréseux, mais il est lui-même soutenu en aval par la séquence épaisse et dure des grès grossiers dits par P. Rat du Gonzugaray. Ces grès, situés stratigraphiquement à la limite du Crétace supérieur et de l'Eocène, constituent une sorte de première et puissante enceinte de ce château-fort; leurs bancs de plusieurs mètres d'épaisseur, ont une plus grande continuité que ceux de l'Oiz. On les trouve sur une longueur de 5 km au Nord-Est du massif où ils ont été divisés en chevrons pointus de grandeur assez régulière (500 m à 1 km de long) par les cours d'eau atlantiques que nous venons d'évoquer. Soutenus en aval par d'autres couches solides, mais calcaires, ils sont parfois doubles, comme c'est le cas à la cote 636 (Fig. 89).

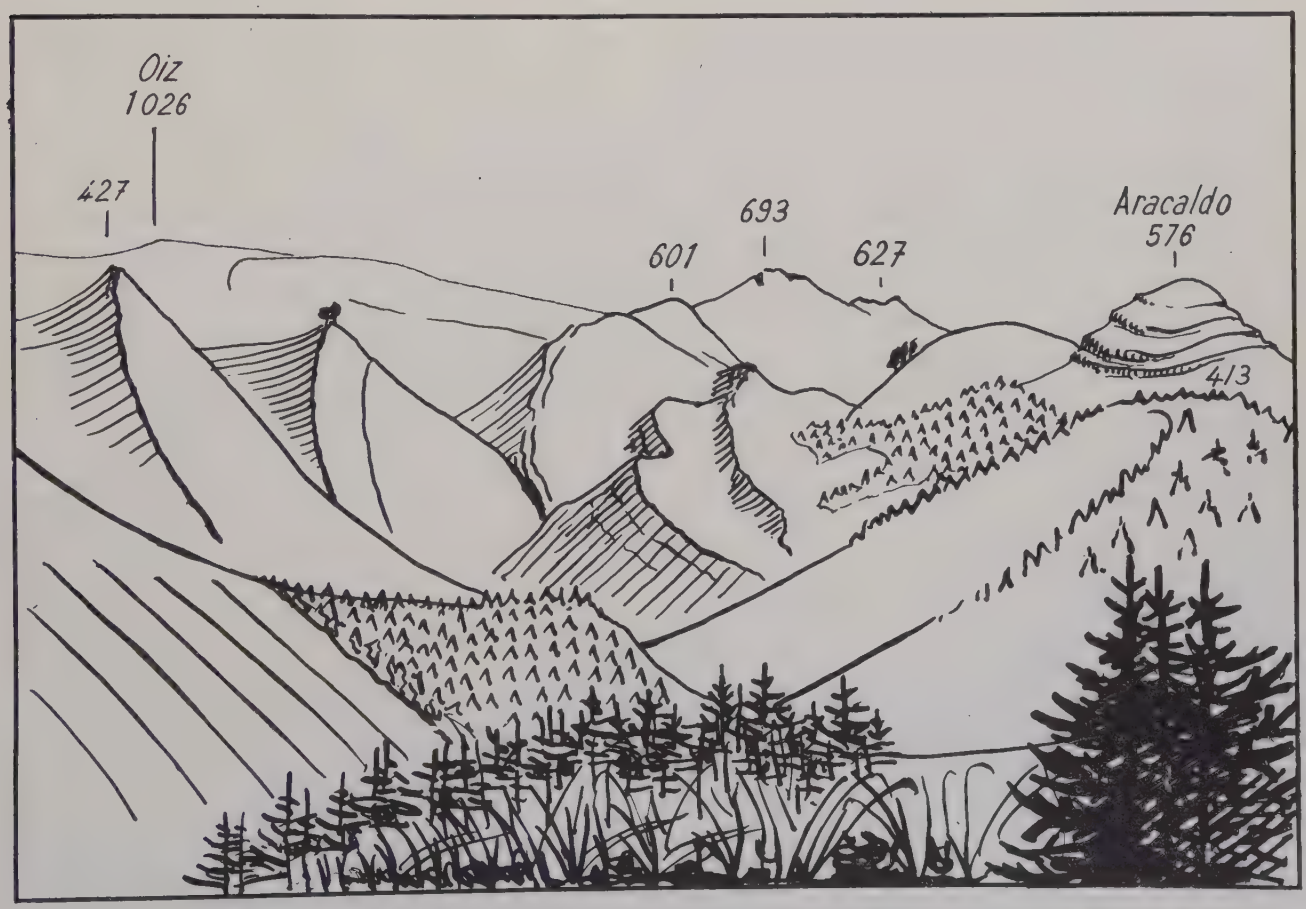


Fig. 88.—LE MASSIF DE L'OIZ vu du Km 34 de la route de Durango à Urruchua.

Les formes exceptionnellement bien conservées du bord nord du synclinal contrastent avec celles du bord sud, dont l'altitude moyenne n'est que de 600 m, et ceci bien que ce rebord soit celui d'un paquet de couches d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur appartenant à un niveau stratigraphique supérieur à celui du bord nord, paquet conservé seulement au Sud. Mais, de ce côté, l'érosion a pu s'exercer plus facilement. L'arroyo de Garay, dépassant la ligne de contact anormal, a démantelé l'anticlinal bordier du Sarrimendi et ouvert, en arrière, un large bassin. Les couches supérieures plus dures, ont, cependant, permis le maintien d'un abrupt de près de 200 m, sur le front de ce que P. Rat appelle le «plateau synclinal» de l'Oiz, en raison de la très faible courbure des couches.

2 — La zone centrale de la charnière

L'étude du massif de l'Oiz que nous venons de faire nous permet d'aborder maintenant plus facilement celle du reste de la charnière synclinale. Cette étude nous a, en effet, donné pour un secteur assez étendu, une idée assez précise des matériaux qui entrent en jeu et de la façon dont ils ont réagi aux déformations tectoniques d'abord, à l'érosion différentielle ensuite. Nous avons pu, en passant, constater une certaine continuité des faciès durs, sans laquelle il nous eût été assez malaisé de comprendre les formes; mais nous avons constaté aussi des changements latéraux suffisants pour que le rôle d'ossature essentielle soit dévolu tantôt à un niveau tantôt à un autre; nous avons enfin remarqué que la simplicité du plissement n'est souvent qu'apparente. Si donc nous sommes fondé à rechercher, dans les autres parties de la charnière, des formes semblables à celles déjà étudiées, il serait imprudent de prétendre faire toujours des unes l'exacte continuation des autres.

D'Est en Ouest, la bande lithologique qui correspond à l'Eocène se rétrécit d'abord progressivement et ne comporte, pendant près de 20 km, que les éléments les plus bas de la série. La route d'Amorebieta à Guernica permet de la traverser entièrement, à trois kilomètres seulement à l'Ouest de la terminaison occidentale de l'Oiz (Fig. 82). Cette route s'élève d'abord rapidement jusqu'à un petit col, pour traverser une longue échine de grès variés, généralement très jaunes. Bien qu'aucun banc ne se détache nettement dans les formes, il est clair que cette échine, qui a exactement la direction de l'ensemble du synclinal, correspond à un gros paquet de couches dures, et, bien que les pendages soient souvent subverticaux, il est probable, si l'on en juge par sa situation, que cette série appartient à son flanc sud.

Dès qu'on dépasse le faîte de cette échine, en direction Nord, on se trouve sur le bord d'une assez vaste cuvette et on aperçoit, à quelques kilomètres en face de soi, une autre longue échine, celle-ci d'allure montagnarde, en raison de son arête sommitale aiguë et de ses versants

Fig. 89.—GRAND CRÊT NORD DE L'OIZ ET CHEVRONS DE GRÉS GROSSIERS DITS DU GONZUGARAY, vus du col de Travacua (Km 41 de la route de Durango à Marquina).

rocheux; c'est l'arête de l'Arburu (552 m) et du Vizcargui (563 m). La route, après une longue descente au flanc de la cuvette dont elle contourne les croupes aux formes molles, traverse, à partir de Zugastieta, les alignements rocheux dans une étroite cluse. On y constate que ce chaînon est essentiellement constitué par une dalle de grès grossier à graviers de quartz qui a ici vraiment belle allure. Elle n'est pratiquement pas courbée et plonge vers le Sud-Sud-Ouest. Seul ce pendage peut nous faire supposer qu'elle appartient au flanc nord de la charnière principale, car rien ne révèle la courbure de celle-ci. La dalle est soutenue, au Nord, par d'autres alignements solides, de sorte que c'est une cluse de près d'un kilomètre de long que franchit l'Oca, petit cours d'eau qui aboutit à la ria de Guernica. On pourrait s'étonner qu'un si minuscule cours d'eau soit venu à bout du sciage d'une barre aussi massive. Il est vrai qu'une préparation tectonique a pu faciliter les choses, la simplicité du dispositif n'étant, nous l'avons vu, souvent qu'apparente. La preuve en est, ici, que P. Rat a découvert une faille de même direction que la cluse à moins d'un kilomètre à l'Est. D'autre part, l'assez vaste bassin ouvert en amont dans des formations tendres a dû alimenter assez abondamment le cours d'eau. Il s'en faut, au surplus, que le sciage soit parfait; une rupture de pente subsiste au passage de l'ensemble dur, séparant par quelques rapides ce bassin du cours inférieur de l'Oca.

On ne peut manquer de se poser, à propos de cette grosse barre dure, le problème de la continuité latérale. Il semble fort probable que les grès de Zugastieta sont les mêmes que ceux du Gonzugaray qui constituent l'enceinte avancée au Nord de l'Oiz, mais l'absence de repères intermédiaires sur le terrain ne nous permet pas de l'affirmer, et, d'ailleurs, la continuité du dispositif est rompue par l'existence de la faille signalée précédemment à l'Est. A l'Ouest, on se trouve devant un cas différent. La crête du Vizcargui, qui prolonge celle de l'Arburu, n'est pas constituée par la barre de grès grossiers. Celle-ci s'infléchit vers le Sud en diminuant de pendage et disparaît sur le flanc sud-ouest du chaînon. Par contre, on retrouve les grès grossiers un peu plus loin, au Nord-Ouest, où ils constituent la crête de l'Urculu, dans l'exact prolongement de la précédente. On voit donc, qu'en dépit d'une certaine continuité des séries de bancs de grès durs, on doit se garder d'extrapoler et d'expliquer les formes observées en un point par la persistance de traits lithologiques ou tectoniques observés ailleurs. Plus à l'Ouest, par exemple, on est bien obligé d'admettre que la barre des grès durs a complètement disparu. Rien ne prolonge l'Urculu, et la bande éocène est réduite à un kilomètre de large. Le relais des alignements en relief est pris à 1 km 5 au Sud-Ouest, par le Berriaga, mais il est facile de constater qu'on n'a nullement affaire à un décrochement tectonique, comme on serait tenté de le croire au premier abord. On ne sait s'il faut attribuer l'absence de la barre dure à un accident local d'un autre genre ou à un changement latéral rapide des conditions de sédimentation. La série qui a donné le Berriaga est moins dure. On peut se demander si elle ne serait pas en continuité avec celle, également de dureté moyenne, qu'on trouvait entre Amorebieta et Guernica, au Sud de la barre dure, mais rien ne permet de l'affirmer sans entreprendre une nouvelle étude de terrain rendue très difficile par la présence d'un épais couvert végétal.

3— Le synclinal de Guecho

Le bande éocène se dilate à nouveau et comporte, comme dans l'Oiz, une série stratigraphique plus complète, à l'extrémité ouest de la charnière,dans ce que P. Rat a appelé le synclinal de Guecho (fig. 82). Mais on a affaire à un relief médiocre, paraissant avoir été arasé à une altitude moyenne de 250 m. Le dispositif synclinal, s'il est évident pour le géologue, est peu visible pour le morphologue. Il s'agit de l'extrémité orientale d'un synclinal allongé assez resserré se traduisant dans les formes du terrain par des barres subverticales et non par des fonds de berceau. La seule exception est constituée par la petite cuvette située entre le mont Umbe et la route de Bilbao à Munguia, mais nous ne l'aurions sans doute pas découverte sans les photographies aériennes. Elle correspond à la fermeture périsynclinale d'un niveau de du-

reté moyenne. P. Rat a aussi figuré à l'Umbe, sur sa carte d'ensemble, une fermeture synclinale perchée en couches dures, mais les formes en sont très peu marquées sur le terrain. En dehors de la cuvette déjà citée, le seul endroit d'où l'on puisse se rendre compte de cette fermeture est le km 16 de la route directe de Bilbao à Plencia par Lujua. La convergence de la crête du Munarricolanda et des petits alignements situés au Sud-Ouest y est, en effet, bien visible. Mais, en définitive, les seules formes structurales très nettes dans ce secteur synclinal sont des barres comme celle de cette crête du Munarricolanda qui, du mont Umbe à la pointe d'Aizcorri, a presque 10 km de long. On en a une bonne idée de la route de Plencia, déjà nommée, car celle-ci la longe d'abord au Sud-Ouest puis au Nord-Est. Malgré sa basse altitude (200 à 250 m), elle domine nettement les régions environnantes et, en particulier, la vallée du Butron, au Nord; au point que, pendant la guerre civile, elle était un des éléments de la défense périphérique dite «ceinture de fer de Bilbao». Elle s'abaisse régulièrement vers le Nord-Est et n'a plus que 80 m d'altitude à son arrivée à la mer.

Bien qu'elle n'ait que deux kilomètres de long, la crête qui, près d'Urduliz, double au Nord, celle du Munarricolanda, attire encore plus l'attention. Un banc très dur, à fort pendage, y a été bien dégagé et se dresse, à la manière d'une grosse muraille en ruine. Une petite chapelle, juchée au sommet, fournit l'échelle, bien qu'elle accroisse l'impression de montagne que donne ce chaînon de... 120 m d'altitude relative.

Les barres appartenant au flanc sud de l'anticlinal de Guecho sont beaucoup moins nettes, parce que formées de grès moins durs. En bien des endroits il s'agit plutôt de buttes armées, allongées dans le sens des couches. On ne connaîtrait guère leur architecture interne si de nombreuses carrières ne les avaient éventrées pour utiliser ces grès, à la fois assez résistants et assez faciles à tailler. La plupart du temps, une partie des bancs seulement répond à ces nécessités de maçon, mais des bancs beaucoup plus tendres fournissent d'excellents sables et rendent l'exploitation plus rentable encore. Sans que cela atteigne les mêmes proportions qu'à Saint-Sébastien, où la moitié au moins de la ville a été construite à l'aide des grès du chaînon côtier éocène, Bilbao a connu son époque du grès, avant celle du ciment armé et de la brique; cependant, ce sont surtout les petites villes et les villages rapprochés des lieux d'extraction qui en ont le plus usé. A Guecho, à Berango ou Sopelana, tout était autrefois construit en grès, de la plus petite maison à l'église, en passant par les gros caserios (fermes basques) isolés. Même certaines grandes villas d'Algorta et de Las Arenas n'ont pas dédaigné un matériau qui alliait à sa solidité l'aspect agréable de ses tons chauds.

Nous avons déjà signalé celles des barres qui regoignent la crête du Munarricolanda vers le km 16. La pointe rocheuse sur laquelle est construite la vieille ville d'Algorta, entre les plages d'Arrigunaga et d'Ereaga, est l'extrémité d'une autre. Il en existe une troisième, assez rapprochée de la précédente, dominant la plage d'Ereaga et très exploitée en carrière vers l'Est. Dans cette direction, ces barres n'apparaissent ensuite que de loin en loin. Aussi ne peut-on affirmer que ce sont les mêmes séquences qui donnent aussi deux barres distinctes au Sud et au Sud-Ouest de l'Umbe. La plus externe, aux formes assez franches, et dont le point haut est le Lañamendi, amorce un mouvement tournant vers le Nord-Ouest, mouvement qui semble indiquer une fermeture synclinale parallèle à celle de la cuvette déjà signalée.

Cette étude de l'ossature du relief dans un secteur où elle ne transparaît pas toujours dans les formes, mais où les nombreuses carrières permettent de vérifier les impressions de terrain, montre qu'on n'a jamais affaire à une structure vraiment simple et qu'en particulier bien des accidents mineurs nous échappent. Elle nous confirme qu'on doit être prudent en ce qui concerne les extrapolations. Ces réserves faites, il n'est pas interdit de faire des hypothèses. Nous sommes, par exemple, d'accord avec P. Rat pour penser que la barre grossière et très dure d'Urduliz doit provenir d'une séquence à peu près synchrone de celle qui a donné, dans l'Oiz, le Gonzugaray. Il semble aussi que, pour des raisons de stratigraphie, la barre du Munarricolanda puisse avoir la même origine que l'un des crêts supérieurs de l'Oiz.

B — LES GOUTTIÈRES DU FLYSCH CRÉTACÉ

En contrebas des barres et échines gréseuses de la charnière axiale, et les mettant en valeur, l'érosion différentielle a creusé deux gouttières: vallée de l'Asua au Sud, prolongée par celle du moyen Ibaizabal; vallée du Butron au Nord, dans les formations tendres du Crétacé supérieur (fig. 82). Il s'agit, pour une grande part, d'un flysch marno-gréseux, et l'absence de reliefs structuraux nets dans ces vallées nous inciterait à conclure qu'il se comporte presque comme un ensemble homogène. De fait, une grande partie des formes: cuvettes arrondies, presque régulières, de la vallée du Butron, glacis tranchant indifféremment toutes les couches dans celle d'Asua, sont des formes d'érosion dont nous nous proposons, d'ailleurs, d'expliquer plus tard la genèse. On aurait cependant tort de conclure trop rapidement à une influence nulle de la structure. P. Rat a excellemment montré sa complexité en se servant de la coupe naturelle, facilement accessible, que constituent les falaises de Sopelana. Lithologiquement, on trouve, dans cette série, et particulièrement dans les faciès de transition avec les assises éocènes, des formations fort variées allant des marnes gréseuses tendres jusqu'aux calcaires lithographiques. Mais, de plus, on constate, sur le même exemple, l'extrême complexité que peut atteindre la tectonique de détail. Dans la zone citée, des paquets d'Eocène sont pincés dans le flysch, et le Trias fait même son apparition. «Il ne s'agit, dans la plupart des cas, que d'incidents très localisés, dus à la souplesse du matériel plissé», et «vers l'intérieur des terres ces accidents, nivelés par l'érosion, ou recouverts d'une pellicule de terrains superficiels, ne se soupçonnent même plus» (3). Il va sans dire, pourtant, que leur influence en profondeur a pu être notable et qu'elle a joué un rôle lors de l'élaboration de formes du terrain qui paraissent non structurales, ne serait-ce qu'en interrompant la continuité lithologique. On n'en peut malheureusement juger directement.

Sans empiéter sur l'étude génétique, que nous serons amené à faire en étudiant l'évolution morphologique de la région, on peut cependant constater, dès à présent, que les formes d'ensemble de la vallée de l'Asua diffèrent sensiblement de celles du Butron. La vallée de l'Asua est une cuvette nettement allongée dans laquelle l'évidement a été à peu près uniforme entre deux bords rectilignes. La vallée du Butron, au contraire, a une allure tortueuse. Le cours d'eau tourne autour de grosses buttes plates comme si des passées plus dures avaient exigé ces contours. Une plus grande dureté en aval, dans le secteur de Plencia, semble aussi incontestable. La cuvette correspondante y est moins vaste que celles de Butron, d'Ugarte et surtout de Munguia en amont; le cours d'eau n'y pénètre que par un étroit couloir sinueux.

Un trait tout particulier change aussi le caractère des formations de cette bande tendre: c'est l'existence d'assez nombreuses masses de roches éruptives, en particulier de basaltes, surtout au Nord-Est. On est étonné de constater que, loin d'altérer la solidité des marnes, entre lesquelles on pense d'abord qu'a eu lieu l'épanchement, ces roches constituent, avec elles, des ensembles durs. P. Rat a montré qu'à la vérité il s'agissait d'éruptions sous-marines et que les laves «ne se sont pas infiltrées en les décollant, entre des couches sédimentaires formées. Les coulées se sont étalées sur les sédiments existants, puis ont été masquées par de nouveaux dépôts sédimentaires» (4). C'est la raison de la solidité de ces ensembles structuraux mixtes, bien plus résistants que les marnes elles-mêmes.

C'est à la présence de ce complexe résistant qu'il faut attribuer, pour une part, l'étroitesse des parties amont des vallées du Butron et de ses affluents dont les secteurs aval sont si largement ouverts. Ce trait est très net à partir de Fruniz.

---

(3) P. RAT. Thèse p. 447 et Fig. 62.
(4) P. RAT. Thèse p. 353

La dureté et la relative homogénéité des formations éruptives semble aussi être à l'origine d'un modelé de méandres encaissés, bien calibrés, dans la vallée du rio de Golaco au Sud-Est de Guernica (Fig. 90). Ces méandres sont, en effet, strictement localisés dans les roches volcaniques. Si, partant de Guernica, on parcourt la vallée vers l'amont, on trouve successivement: dans un secteur de 2 km de long un fond plat se raccordant, en aval, avec le schorre de la ria, quelques méandres bien encaissés dans la traversée d'un petit massif de roches éruptives à Uarca, une plaine alluviale de 2 km de long jusqu'à Arrazua, une nouvelle série de méandres de 2 km de long dans une masse de roches volcaniques plus volumineuse que la précédente, enfin, en amont, une cuvette beaucoup plus ouverte dans le flysch. Le trait le plus remarquable de cet ensemble est la coexistence, dans le secteur d'Arrazua, du train de méandres de la vallée principale et d'une vallée affluente, plus large et rectiligne, creusée *parallèlement* en roche tendre à 200 m de l'autre, en marge du petit massif volcanique.

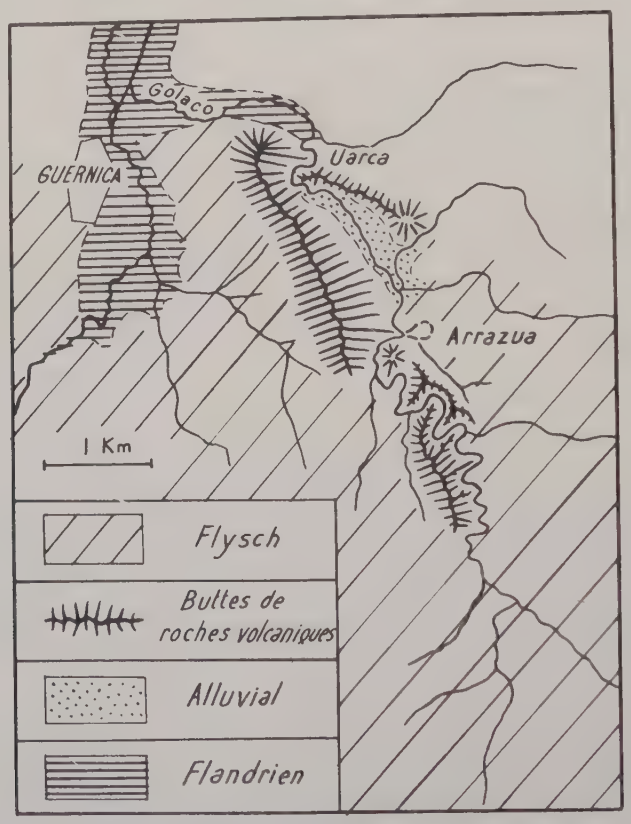


Fig. 90.—LES MÉANDRES DU RIO GOLACO encaissés dans les roches éruptives.

C — LES RELIEFS BORDIERS DU COMPLEXE GRÉSEUX SUPRA-URGONIEN

Les éléments stratigraphiquement les plus bas de la série lithologique qui constitue le synclinorium de Biscaye donnent, sur ses bords externes, des reliefs assez prononcés. Il s'agit des formations que P. Rat a appelées «complexe gréseux supra-urgonien» et que nous avons déjà rencontrées en une large bande monoclinale, zébrée de barres et de hogbacks, au pied de notre grande cuesta.

Au Sud, ce complexe a donné l'échine d'Archanda, dont le Santo Domingo (292 m) et le Santa Maña (477 m) sont les prolongements à l'Est (Fig. 91 et 62). Le parcours des diverses routes qui recoupent cette échine montre, ici aussi, grâce aux coupes déterminées par des travaux récents, la grande variété des formations qui composent l'ensemble: marnes gréseu-

ses, schistes tendres ou durs, grès plus ou moins durs ou colorés (dont certains micacés) s'y succèdent en désordre. Pourtant, des bancs de grès durs, atteignant souvent une épaisseur de plusieurs décimètres, dominent sur la crête qui leur doit sa solidité. Quelques bancs rayent cependant les versants, malgré l'accumulation de formations superficielles à laquelle se prêtent les faciès tendres intercalaires. On les distingue bien, en particulier, sur le versant nord, à l'Est de la route de Bilbao à Munguía; ils y déterminent deux ou trois ressauts bien nets dans le profil.

Le dispositif est beaucoup moins clair au Nord du synclinorium, probablement en raison des effets latéraux d'un diapirisme qui a complètement bouleversé les couches dans le secteur de la ria de Guernica et a provoqué tout une série d'accidents mineurs, où apparaît le Trias, accidents alignés selon le méridien de Baquio. A défaut d'arguments tirés du dispositif structural on peut, heureusement, se fonder, pour tenter d'expliquer les formes, sur quelques traits lithologiques d'ensemble. On constate ainsi que le Sollube (663 m) est formé de roches dont la dureté augmente de bas en haut, ce qui peut expliquer, pour une part, qu'une masse relativement grande ait pu subsister si près d'un secteur aplani par l'érosion. Lorsqu'on s'élève sur ce massif, par la route qui va de Bermeo à Munguia, on passe, en effet, des marnes bleues du genre de celles dites «de Bilbao» à un flysch plus riche en bancs durs, puis, au sommet, à un ensemble franchement gréseux dans lequel les marnes ne jouent que le rôle de joints. Des formations dures de ce dernier type peuvent ainsi être observées à l'extrême Nord, sur la crête allant du Machichaco (447 m) au cap du même nom. C'est probablement en raison de l'ordre de ces superpositions, dans le sens vertical, que l'érosion a pu inscrire très profondément ses marques sur les flancs du massif, sans arriver à en détruire les parties élevées. C'est particulièrement net en ce qui concerne la cuvette de 3 km de rayon dont Bermeo occupe le centre et qui est entourée d'un amphithéatre de crêtes dures vers 400 m d'altitude.

En d'autres points, c'est presque tout le massif qui est constitué de roches dures. Nous n'en voulons pour preuve que l'extraordinaire vallée de l'Arroyo de Sollube qui débouche à l'Est à Altamira. Malgré une puissance que révèle le volume des matériaux enlevés, le torrent s'est enfoncé en creusant un V étroit dont il n'a pu, nulle part, écarter les branches.

D — LA BANDE COTIÈRE URGONIENNE

Au synclinorium que nous venons de décrire succède, au Nord-Est, en bordure du littoral, un pli anticlinal dans l'axe duquel réapparaît le complexe urgonien en une bande large de 6 à 8 km qui s'étend de Bermeo, à l'Ouest, au massif ancien des Cinco-Villas à l'Est (Fig. 1 et 82).

Pour plusieurs raisons, le dispositif d'ensemble n'a joué ici qu'un rôle réduit lors de la genèse des formes. D'une part, il est interrompu à l'Ouest par un accident exceptionnel très violent, un pli diapir éventré; tandis qu'à l'Est, en dehors de notre domaine, il s'est écrasé contre l'extrémité du socle où il s'est fragmenté en écailles. D'autre part, on retrouve ici les contrastes lithologiques qui nous avaient frappé dans notre grande zone médiane, au point de nous les faire considérer comme le trait dominant de ces «pays de l'Urgonien»; les formes dérivent donc, ici aussi, pour beaucoup, de l'alternance, par grandes masses, des calcaires francs et des marnes gréseuses. Alors que les calcaires karstifiés qui constituent les points hauts, sont informes, décharnés et désolés, les marnes ont donné des croupes aux formes régulières bien cultivées et habitées.

On peut se faire une première idée de ce violent contraste en atteignant, sur la route de Guernica à Elanchove, le petit col de Muretagana (200 m), par lequel elle s'inserre entre deux grandes masses calcaires. La route qui, du même col, conduit à Lequeitio, passe aussi à la limite de la cuvette d'Ea, creusée dans les marnes, et de la grande masse calcaire qui culmine beaucoup plus au Sud au Navarniz (723 m). Mais, ce sont les photographies aériennes qui donnent la meilleure idée de ce contraste. On y distingue parfaitement les grandes taches des calcaires contrastant avec le damier des parcelles cultivées. On constate d'ailleurs qu'elles se détachent souvent en noir, indice d'une couverture boisée naturelle assez épaisse pour cacher

une bonne partie du calcaire, ce qui n'a rien de paradoxal dans des massifs karstiques atlantiques.

Ainsi, malgré un dispositif d'ensemble anticlinal, la bande côtière urgonienne est-elle morcelée en petits pays assez différents les uns des autres. Le seul dont les formes dérivent vraiment d'un pli anticlinal, sans que celui-ci affecte d'ailleurs toute la largeur de la bande, est celui qui s'étend d'Ereño à Marquina. On s'en rend compte surtout parce que sa voûte a été profondément ouverte au Nord-Ouest. Deux crêts, dont celui formé par le flanc nord-est est le plus net, y encadrent une belle combe, creusée jusqu'aux marnes, bien peuplée et bien cultivée. C'est la seule combe de type classique existant en Biscaye; encore est-elle limitée à la partie occidentale du pli, appelé par P. Rat «de Marquina-Navarniz», la seule où ce pli soit complet. A partir de Navarniz, le flanc sud-ouest est, en effet, éliminé par faille et le flanc nord-est forme une carapace calcaire peu inclinée s'étendant en direction de Lequeitio, mais dont les prolongements, de ce côté, ont une structure plus compliquée. Le flanc sud-ouest réapparaît plus au Sud et forme la voûte du Berdartzandi, mais il se double, en avant, d'un petit pli synclinal serré et éjectif (sur lequel est construite la chapelle de Santa-Eufemia) qui annonce les accidents plus compliqués du secteur Sud-Est, en dehors de nos limites.

Après celle de l'anticlinal de Marquina-Navarniz, les masses calcaires les plus volumineuses de la bande urgonienne sont celles qui bordent la ria de Guernica; nous en reparlerons à propos du pli-diapir correspondant. En dehors de ces grandes masses, seuls apparaissent quelques îlots calcaires isolés, dont plusieurs en bordure du littoral. Le plus volumineux est celui du cap Ogoño, bien qu'il ait à peine deux kilomètres de long sur un de large. Il est formé d'un tronçon d'anticlinal très serré, «éjectif» dit P. Rat. Tranché au Nord par une falaise verticale de 200 m de haut, dégagé à l'Est à peu près selon un plan de stratification également vertical, ce petit massif de 300 m de haut a une étonnante allure de horst à laquelle les calcaires urgoniens nous ont peu habitué, leurs lentilles ou leurs tables étant, le plus souvent, soutenues par les formations au milieu desquelles elles se sont constituées, même lorsque celles-ci ont été ultérieurement bien dégagées. Dans les marnes, pincées en synclinal serré, qui font suite au bloc calcaire, à l'Ouest, une petite anse a été facilement ouverte par la mer, probablement grâce à une préparation tectonique dont la présence de l'ophite triasique est l'indice. La plage de sable fin, de Laga, ornée d'îlots de marnes noires, en garnit le fond; contrastant avec la majesté du cap rocheux, elle complète un des plus beaux sites de la Biscaye. Le charme un peu sévère de ce secteur est encore accru par la présence, cette fois au Sud-Est, dans une autre petite anse, du village d'Elanchove, dont les maisons sont collées de façon invraisemblable à la paroi et dont le port est protégé par une double série de jetées en chicane.

Entre les masses, ou pointements calcaires, que nous venons de définir, les ensembles marneux restent en creux. Ainsi, aucun point haut ne dépasse 250 m d'altitude dans la cuvette d'Ea (Fig. 82), située entre le Cap Ogoño et Lequeitio, alors que les crêtes ou pitons calcaires de la dalle sur laquelle elle s'appuie à l'Ouest dépassent souvent 350 m, que le crêt nord de l'anticlinal de Navarniz qui la borde au Sud dépasse 400 m et qu'à l'Est le petit massif calcaire de l'Otoyo, avec ses 396 m d'altitude, fait, au-dessus de Lequeitio, figure de haute montagne. Aussi, bien qu'il se trouve que le dispositif structural soit, dans cette région, synclinal, ce qui a conduit P. Rat à parler de «cuvette synclinale», il ne faut, à notre avis, voir dans la réunion de ces deux termes aucun rapport de cause à effet. Il est tout au plus possible d'admettre une influence du dispositif structural dans l'orientation de certains vallons ayant la même direction que les couches.

Si, dans l'ensemble, les formes en creux sont dues à une dureté bien moins grande des marnes par rapport aux calcaires, dans le détail, les formes des croupes de ce petit secteur sont fonction d'une certaine solidité des marnes gréseuses, en même temps que de leur relative homogénéité. Il est probable que ces croupes ont acquis leurs formes trapues au cours d'un épisode les ayant disséquées dans des cuvettes peu profondes dont le fond se trouvait au niveau actuel de leur sommet.

Le contraste entre dépressions marneuses et reliefs calcaires paraît, au premier abord, moins net dans le bassin du Lea qui débouche à Lequeitio et qui forme presque un ensemble, entre le Navarniz (723 m) et l'Arno (610 m), avec le bassin de l'Artibay qui débouche à Ondarroa. Cela provient de ce qu'il est plus difficile, à cause des profondes morsures de ces cours d'eau et de leurs affluents, de reconstituer les formes, moins profondes et moins morcelées, qui les ont précédées; c'est aussi, probablement, parce qu'il existe, dans le complexe urgonien, des faciès intermédiaires, ou encore des changements de faciès, rapides mais nombreux, qui atténuent le contraste lithologique. D'ailleurs, ces zones de transition existent aussi au pied des massifs calcaires dégagés dans les secteurs de lithologie plus contrastée.

E — LE PLI-DIAPIR ÉVENTRÉ DE LA RIA DE GUERNICA

Le pli diapir éventré de la ria de Guernica (Fig. 82) présente des caractères originaux à divers points de vue. En tant que pli, d'abord, son orientation Nord-Sud semble sans rapport avec la poussée orogénique principale qui a donné les plis de couverture orientés en direction pyrénéenne.

En tant que diapir, la rupture franche et totale de cette couverture rappelle plus le «coin soulevé» de Ramales, à l'Ouest, que les diverses cheminées diapiriques, paraissant percées à l'emporte-pièce, alignées au Sud: Villasana de Mena, Orduña, etc... Mais, si les lèvres de la blessure de Guernica sont nettes comme celles de Ramales, elles se sont plus écartées, ce qui a permis une expansion du Trias et un dégagement ultérieur par l'érosion différentielle beaucoup plus importants parce que plus faciles.

Il ne subsiste actuellement de la voûte très démantelée que deux beaux crêts de calcaires urgoniens, sous lesquels apparaissent des calcaires jurassiques marneux, en continuité avec les précédents, comme c'était aussi le cas à Ramales. Ces crêts n'ont pas la longueur totale de la blessure et ne sont pas placés exactement l'un en face de l'autre; ce qui ne signifie pas, à notre avis, que ce ne soient pas les morceaux d'une même table, car nous avons maintes fois constaté que les masses calcaires sont discontinues au sein de l'ensemble urgonien et ont des formes fort diverses. D'ailleurs, la succession des faciès est la même dans les bancs, bien stratifiés, qui constituent les deux éléments, actuellement séparés, ce qui confirme bien leur appartenance antérieure à un même ensemble. On devait avoir, ici, une grosse dalle du genre de celles que nous avons trouvées dans notre domaine occidental, dalle dans la formation de laquelle la sédimentation l'a emporté nettement sur la construction par les organismes vivants. C'est à ce type de sédimentation, assez peu différent de celui de la sédimentation des calcaires en général, qu'on doit la rectitude des crêts, en particulier de celui de la rive gauche. Cette rectitude peut être appréciée non seulement sur l'arête du sommet, mais encore sur la face interne du crêt où la végétation souligne le parallélisme des bancs. Les parcelles défrichées s'y arrêtent, en effet, selon une ligne continue, au-dessus de laquelle n'apparaît plus qu'une végétation de garrigue. Il s'agit, probablement, du passage de calcaires marneux (ceux du Jurassique) aux calcaires francs urgoniens, actuellement décharnés à la suite de la karstification et ne retenant pas les eaux.

Là où la dalle calcaire solide n'existait pas, la voûte anticlinale, probablement constituée de marnes, a été complètement détruite par l'érosion différentielle qui a mis à jour, au-dessous, les marnes colorées du Trias. Aussi, alors qu'entre les crêts de roche dure la ria a l'allure d'un couloir, elle prend, en amont, celle d'un bassin plus ouvert, en particulier rive droite, dans la région de Cortezubi aux larges croupes bien cultivées. Sur la rive gauche, le Trias apparaît aussi, mais en une bande plus étroite, parsemée de buttes, dont la plus grande résistance à l'érosion est due à la présence d'ophites.

Se fondant sur l'étude d'accidents analogues, on peut être porté à penser, soit que celui de Guernica est relativement local, soit, au contraire, qu'il s'agit d'un vaste bombement qui s'est seulement ouvert dans sa partie la plus faible. Il serait donc intéressant de rechercher, dès à

présent, ce qu'il en est, en étudiant les rapports de cet accident et du dispositif structural dans les zones adjacentes. C'est relativement facile à l'Est, où l'indépendance relative du pli-diapir et de l'anticlinal de Marquina-Navarniz qui semble le prendre en écharpe, est marquée par deux failles de direction Est-Ouest, dont l'une donne un escarpement à regard Sud, bien visible au Col de Muretagana. De plus, le pli anticlinal se resserre de ce côté, comme s'il avait buté légèrement sur le môle plus solide du morceau de dalle qui a donné le crêt est. A l'Ouest dans un pays d'accès plus difficile, une étude précise du dispositif structural n'a pas été faite. On n'est même pas sûr de la position de l'élément calcaire de la rive gauche par rapport aux formations du flanc du Sollube, dans la partie basse desquelles il était interstratifié. Il semble avoir un pendage plus fort que ces dernières. A-t-il donc été franchement basculé séparément, au cours de l'intrusion, en raison de sa rigidité, ou a-t-il, simplement, été soulevé solidairement?

III — LES ASPECTS ORIGINAUX DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

L'étude des traits structuraux mis en valeur par l'érosion différentielle, en nous donnant une idée assez précise des pays du Nord-Est, nous a confirmé, comme notre premier tour d'horizon nous le laissait supposer, que ces pays sont fort différents les uns des autres. Cette impression est, cependant, surtout fondée sur l'observation des formes actuelles, et il sera certainement intéressant d'essayer de se rendre compte à quel moment de l'évolution morphologique se sont accentuées ressemblances ou différences, sous l'influence de systèmes d'érosion successifs s'attaquant à des formations si dissemblables.

Ayant été conduit à étudier cette partie de notre domaine après les autres, et donc après avoir acquis une idée assez exacte du rôle de chacun de ces systèmes d'érosion, nous avons cependant jugé suffisant, en ce qui concerne ce dernier secteur, de mettre l'accent sur les aspects de l'évolution ayant un caractère original. Parmi ceux-ci figurent: l'existence probable d'une ancienne «surface», le tracé du réseau hydrographique dont les grandes directions sont différentes de celles des grandes artères du reste de notre domaine, les traces, mieux conservées qu'ailleurs, de systèmes d'érosion préglaciaires et enfin l'épaisseur, dans les zones de formations tendres, du manteau post-glaciaire feutrant les formes. Nous n'avons, par contre, rappelé qu'épisodiquement les traits qui proviennent du rajeunissement d'âge glaciaire, ceux-ci ne différant guère des traits observés dans les autres zones; ils sont d'ailleurs moins marqués, soit en raison de l'absence de grands cours d'eau allogènes, soit en raison du feutrage post-glaciaire déjà signalé.

A — LES ÉLÉMENTS DE «SURFACE» CONSERVÉS

Il semble qu'au Nord de Bilbao, et tout particulièrement en bordure du littoral, entre Algorta et Plencia, les formes actuelles dérivent d'une topographie mûre, de faible altitude, dont les formes anciennes douces ont été peu modifiées. Ces formes sont d'autant plus remarquables qu'au Sud, au contraire, dans toute la vaste zone qui s'étend du sommet de notre grande cuesta à la ria de Bilbao et à l'Ibaizabal, nous avons eu affaire à un pays défoncé. De vastes couloirs, ou des cluses profondes, y ont complètement détruit les formes mûres dont quelques témoins, seulement, conservés en assez mauvais état sur l'extrême bord du revers de la cuesta, laissent deviner l'existence.

En bordure de la zone que nous étudions maintenant, nous avons déjà signalé le contraste existant, des deux côtés du bas Nervion, entre les montagnes du Sud (Pagasarri, Ganecogorta) et les collines du Nord (Archanda, Santo Domingo, Umbe, Berriaga) (Fig. 82). Le contraste est encore plus frappant des deux côtés de la baie de l'Abra, à l'extrémité de la ria

de Bilbao. Sur la rive droite, le flysch éocène, y compris les barres gréseuses dures subverticales d'Algorta, est arasé à 80 m d'altitude (Fig. 82 et 84), tandis que, sur la rive gauche, court, à moins d'un kilomètre du bord, un chaînon d'une altitude moyenne de 300 m, qui culmine au Serrantes à 446 m. Bien que la comparaison puisse être faite de bien des endroits, elle est particulièrement suggestive lorsqu'on prend du recul à l'intérieur de la ria, et que l'on s'élève un peu, par la route de Bilbao à Castrejana, par exemple, d'où on la voit en enfilade. Sur la rive droite, un littoral plat semble s'enfoncer progressivement dans la mer, tandis que, sur la rive gauche, le profil du Serrantes rappelle celui d'un gros terril.

Il semble donc incontestable qu'un élément de «surface» a été conservé à faible altitude, en contrebas de toute la région étudiée au Sud, et qu'en raison de la brutalité du passage d'un type de formes à l'autre, preuve d'une évolution indépendante, il faille même invoquer un véritable compartimentage tectonique. Mais des questions se posent lorsqu'on veut essayer de le vérifier.

Il n'est déjà pas facile de délimiter le possible compartiment. Si, partant de la rive droite de l'Abra, où la surface paraît presque parfaite, on suit le littoral vers le Nord-Est, jusqu'à Plencia, on y observe bien des formes mûres et des arasements remarquables de barres dures, semblables à celui de la pointe d'Azcorri. Il n'empêche qu'une reprise d'érosion nette s'est exercée dans les parties tendres, surtout vers Plencia et que, déjà dans ce secteur, l'existence d'un relief antérieur moins contrasté ne peut être déduite que de l'égalité d'altitude des points hauts (Fig. 92). Les mêmes traits caractérisent les formes dès qu'on abandonne le littoral pour s'éloigner vers le Sud-Est, selon la direction du synclinorium. On ne s'y trouve plus en présence d'une surface, ni même d'un relief d'ensemble mûr, mais plutôt d'un relief rajeuni dont les points hauts sont les chaînons rectilignes, armés de grès durs éocènes, de l'Umbe, du Berriaga ou de l'Urculu que nous avons déjà décrits. De plus, ceux-ci, s'ils jalonnent un arasement de façon assez continue, sont situés à une altitude qui croît d'Ouest en Est (carte hypsométrique Fig. 82). Une coupe allant de la pointe d'Azcorri au massif de l'Oiz (Fig. 85) rend parfaitement compte de cette progression régulière et conduit à supposer que la surface a été soulevée, au Sud-Est, après façonnement. Or, il semble, justement, que divers traits de la tectonique d'ensemble de ce secteur permettent de considérer comme vraisemblable un tel rejeu. Tout d'abord P. Rat a observé un contact anormal entre le Crétacé et l'Eocène sur le flanc sud du massif de l'Oiz (5). Dans ses coupes structurales schématiques (Fig. 71) cet auteur prolonge l'accident jusqu'à la baie de l'Abra et représente la région méridionale comme de plus en plus soulevée, par rapport à la bande littorale, à mesure qu'on se dirige vers l'Ouest. Le décollement ne se serait, en effet, pas poursuivi vers l'Est au delà de l'Oiz. Il est probable que ces déplacements relatifs ont eu lieu au moment du paroxysme orogénique, mais il est aussi très vraisemblable d'admettre qu'un rejeu différentiel du même genre, mais en sens inverse, ait pu se produire après élaboration de la «surface», lors du mouvement de surélévation dont nous avons été conduit à supposer l'existence pour expliquer la violente reprise d'érosion constatée dans une grande partie de notre domaine. A ce moment-là, la partie occidentale de la bande littorale, relativement indépendante, aurait pris du retard par rapport au reste, ce qui aurait conduit à la pente observée, de direction Est-Ouest.

Un autre trait tectonique est favorable à l'hypothèse d'un soulèvement de la zone orientale du synclinal éocène plus moins parfaitement arasé; c'est le fait que cette zone se trouve située près du méridien de la ria de Guernica. Or celle-ci, qui provient de l'exploitation d'un accident nord-sud très prononcé, est considérée par P. Rat comme une des expressions en surface d'un trait permanent de structure profonde: l'exhaussement du bâti hercynien selon un axe de même direction. Cette sorte de ride, existant déjà au Crétacé, aurait permis l'édification des massifs urgoniens du Gorbea et du Duranguesado, déjà étudiés dans la zone médiane, et serait également jalonnée par l'actuel haut massif du Gorbea et par le dôme diapirique de

(5) P. RAT. Thèse p. 442.

Murguia (6).

Il est malheureusement peu probable que les rejeux successifs selon cet axe aient eu une amplitude uniforme; en particulier, l'extrusion diapirique, au Nord de Guernica, a dû, dans ce secteur, provoquer un soulèvement plus grand. L'ampleur de la zone dans laquelle on observe des remontées triasiques, même très en marge du pli diapir (rappelons celles du méridien de Baquio) laisse supposer que toute cette zone a été boursouflée, en partie peut-être même assez récemment, ce qui expliquerait qu'on soit dans l'impossibilité de retrouver, au Nord-Est, la moindre trace de formes mûres anciennes.

En résumé, dans l'ensemble du secteur Est, les seules formes qui paraissent dériver, si ce n'est d'une véritable surface du moins d'un relief très évolué, sont celles du «synclinal complexe» perché de l'Oiz. Non seulement, en effet, chacune des crêtes de ce relief jurassien évolué a une altitude assez régulière, mais nous avons constaté, en étudiant l'ensemble de la charnière éocène, les liaisons latérales, à peu près certaines, qui existent entre ces formes orientales et les témoins incontestables d'arasement conservés à l'Ouest. C'est en nous fondant sur des hypothèses de genèse de ces arasements que nous allons maintenant réexaminer cette question.

La perfection de la partie conservée en bordure du littoral, et particulièrement à la pointe de La Galea, laisse l'observateur perplexe. Si les barres gréseuses dures n'étaient pas arasées avec le flysch marneux, on pourrait considérer qu'il ne s'agit, en fait, que d'un élément de glacis en roche tendre adossé à une barre dure. Mais, nous aurons justement l'occasion d'observer bientôt de telles formes à l'Est, à partir de l'endroit où le soulèvement postérieur a été suffisant pour que la reprise d'érosion soit bien visible; ces formes s'y inscrivent en contrebas des barres arasées et sont donc sûrement postérieures, contemporaines vraisemblablement de l'épisode préglaciaire sous climat semi-aride dont nous avons observé les traces ailleurs.

On est donc amené à faire remonter plus loin dans le passé l'arasement supérieur et, à défaut de toute formation corrélative, à rechercher de simples analogies de situation ou de positions relatives pour essayer de le replacer dans une chronologie générale, ne fut-ce que très approximativement. On est alors tenté d'évoquer le piémont des Pyrénées Occidentales décrit par F. Taillefer (7) et par G. Viers (8). Mais la comparaison est-elle possible?

La surface d'érosion d'Hasparren et du Labourd, définie par F. Taillefer et que G. Viers considère comme un glacis, ou une série de glacis coalescents façonnés par des écoulements torrentiels, sous climat semi-aride, est vraiment un piémont, c'est à dire «une plaine en communication directe avec la montagne» (9). Or, dans notre domaine, le contraste n'a jamais dû être aussi grand, la montagne y étant plus médiocre et la «plaine» n'ayant pu y atteindre une grande extension; pas tellement, peut-être, en raison de la faiblesse des cours d'eau susceptibles de la modeler qu'en raison de la nature, et, plus encore, de la disposition des formations lithologiques qui leur ont fait obstacle. Les principaux cours d'eau: Cadagua, Nervión et Arratia coulaient bien, au Sud de Bilbao, en direction du Nord-Est, sur un relief remis en valeur par un soulèvement d'ensemble d'amplitude inégale. Ils suivaient, ainsi, la nouvelle pente générale, non sans se réadapter, chemin faisant, à la structure, caractérisée par l'alternance de bandes lithologiques dures et tendres placées orthogonalement par rapport à la pente. La discontinuité des formations dures conduisait, tantôt à des glissements latéraux de bonne longueur dans les bandes tendres, faciles à exploiter, tantôt à des séries de petites chicanes, là où l'alternance est rapide. C'est ainsi que fut déblayé dans les marnes du complexe urgonien, le chapelet de cuvettes, déjà décrit, aligné de Zalla à Orozco, et le couloir tortueux du Nervión, de

(6) RAT P. Thèse, p. 508.
(7) F. TAILLEFER. Thèse.
(8) G. VIERS. Thèse.
(9) Vidal de la Blache dans «Tableau de la Géographie de la France» cité par F. TAILLEFER. Thèse p. 14.

Llodio à Arrigunaga, dans les formations wealdiennes compliquées du Crétacé inférieur (10). Mais, passé ce dernier secteur, nous ne pensons pas que tous ces cours d'eau aient jamais continué leur chemin vers le Nord-Est, en direction de la «surface» que nous étudions. Ils ont utilisé la bande marneuse du complexe urgonien, symétrique de celle de Zalla-Orozco par rapport à l'axe du grand anticlinal de Bilbao; ils y ouvraient un large couloir, et ils s'y sont réunis, avant d'atteindre, vers le Nord-Ouest, le niveau de base général des océans. On peut s'étonner que la bande, plus tendre encore, du flysch du Crétacé supérieur, n'ait pas été atteinte et n'ait pas fait office de collecteur, mais une bande dure, armée de grès, du complexe supra-urgonien y a fait obstacle. Il est vrai que la bande de même nature, déjà rencontrée au pied de la cuesta avait été traversée par d'étroits couloirs en chicane, mais on se trouvait là, probablement, dans une zone où, le soulèvement ayant été plus grand, la pente était plus forte.

Si nous essayons, en somme, de nous représenter ce qu'a pu donner en Biscaye l'épisode morphogénétique qui a conduit, dans les Pyrénées Occidentales, à l'élaboration d'une surface de piémont, il nous faut penser qu'on n'en était arrivé qu'au stade des larges couloirs évidés en roche tendre. Quant à des arasements latéraux étendus, comparables à ceux dont G. Viers est amené à évoquer l'existence, dans la vallée inférieure de la Nive, au Pliocène, c'est probablement seulement en aval du confluent du Cadagua et du Nervión que nous en trouvons des témoins, à partir de l'endroit où, pour les raisons tectoniques déjà signalées, les formations gréseuses du complexe supra-urgonien disparaissent, laissant les marnes dures de Bilbao pratiquement en contact avec le flysch du Crétacé supérieur (fig. 82 et 69). C'est aussi l'endroit où l'addition des débits du Cadagua et du Nervión a mis en oeuvre des masses d'eau supérieures à celles qui avaient modelé séparément chacun des couloirs amont. A ces forces accrues s'exerçant sur un matériau tendre, et dans des directions différentes, selon que les apports de l'un ou de l'autre des cours d'eau dominaient, a dû correspondre l'élaboration de glacis dont les témoins subsistent, rive gauche, de Sestao à Portugalete, à une altitude de 70 à 85 m, et, rive droite, de Desierto à las Arenas (fig. 69). Rive gauche, ils ont été modelés sur les marnes dures dites de Bilbao, tandis que, rive droite, il s'agit du flysch du Crétacé supérieur, mais rendu plus solide par la remontée de trachytes déjà signalée.

Doit-on admettre que les buttes sur lesquelles a été construite l'agglomération d'Algorta (buttes 65 et 51) ont aussi été arasées à cette époque, bien qu'elles soient constituées de grès éocènes relativement durs (quoique moins durs que les grès du complexe supra-urgonien)? Il nous est difficile d'en juger. Il est vraisemblable que le continent, au Pliocène, se prolongeait de ce côté, et pas invraisemblable d'admettre que le Nervión ait pu, à cette époque, travailler dans cette direction. Mais, si l'on accepte ce point de vue, on peut aussi, de proche en proche, attribuer à l'oued pliocène l'arasement de la pointe de La Galea, située à la même altitude que celle des glacis latéraux du bas Nervión. La conservation si parfaite de ces formes proviendrait alors de ce qu'elles seraient moins anciennes que nous ne l'avions pensé et ne seraient donc pas à rattacher à la vieille surface basculée dont nous avons supposé l'existence. Une telle hypothèse rendrait l'existence de cette surface plus difficile encore à démontrer, puisque nous n'en aurions plus aucun témoin étendu véritable. Cependant, l'existence d'un niveau de crêtes sur la charnière synclinale éocène nous apporte de fortes présomptions supplémentaires en faveur de l'hypothèse de cette surface ancienne. D'autre part, l'élément de surface de La Galea est, actuellement encore, directement lié, d'une part, au Nord-Est, aux formes douces du littoral, d'autre part à la surface de crêtes supposée, par la barre arasée d'Azcorri; tandis que c'est seulement par extrapolation qu'on peut admettre qu'elle a été modelée en même temps que les buttes plates situées de part et d'autre de l'embouchure du Nervión. Si donc, comme nous le pensons, ces buttes ont été modelées à la fin du Pliocène, comme les aplanissements de piémont des Pyrénées françaises, la surface des crêtes doit être plus ancienne encore.

---

(10) Chapitre VIII.

Il convient, en terminant, d'évoquer une autre explication possible des aplanissements observés dans le secteur littoral, explication proposée par N. Llopis Llado (11), celle d'une ancienne surface d'abrasion marine. Cette hypothèse a dû lui être suggérée par la pente douce, en direction de la mer, de la partie terminale de la pointe de La Galea (fig 84). Cette impression est renforcée lorsqu'on observe le littoral d'un point situé au Nord-Est, du lieu dit Gurcio par exemple, d'où les profils successifs des pointes ont la même pente vers la mer (fig. 83). Dans un cas comme dans l'autre, on constate, cependant, qu'il existe aussi des pentes douces en direction de l'intérieur des terres. Il s'agit, en fait, à notre avis, d'un modelé continental très doux, tranché par le recul de la mer. Certains vallons étant plus ou moins parallèles au littoral, cela explique que, selon la partie atteinte, il subsiste, en bordure, un versant incliné vers la mer, ou, au contraire, vers le continent.

Un autre argument en faveur d'une origine marine a été tiré de la présence de «dépôts de galets d'aspect marin» entre Algorta et Santa María (12). Nous n'avons pu retrouver les formations signalées, dans un secteur pourtant de parcours facile. Nous pensons donc qu'elles doivent être d'extension réduite, et, à la suite de recherches poursuivies par nous dans ce même secteur littoral, près de Sopelana, nous sommes même incité à penser, nous fondant sur nos propres trouvailles, qu'on a affaire à des apports humains. Il s'agit, en effet, ou bien d'un nombre très réduit de galets de grès-quartzite isolés, dont certains peuvent avoir servi au bornage des champs, ou bien de petits placages superficiels pouvant provenir de l'empierrement des fondrières d'anciens chemins de terre. Certains des galets isolés paraissent bien situés à l'intérieur de formations sablo-argileuses de versant, mais cela n'emporte pas notre conviction, car nous avons eu l'occasion de trouver des morceaux de briques enterrés à 30 cm de profondeur et des coquillages actuels enfouis sous plusieurs centimètres de terre (13). Ces sédimentations récentes paraissent provoquées par la mise en culture qui, en faisant disparaître la couverture herbacée naturelle permet un entraînement rapide d'une partie des sols sur les marnes tendres. Nous avons pu constater que le vent aide aussi à la désagrégation et au transport sur l'extrême bord des falaises. Il est d'ailleurs probable qu'il est à l'origine des placages de sable très fins observés sur les pentes opposées à la mer et auxquelles nous consacrerons une étude plus détaillée.

On voit qu'en définitive très peu d'arguments peuvent être apportés en faveur d'une origine marine de la surface littorale qui, à notre avis, a les traits d'un relief continental très mûr.

Avant d'en terminer avec cet élément de surface, peut être n'est-il pas inutile de rappeler l'existence, à l'Ouest, des «rasas» cantabriques, autres surfaces littorales plus étendues et dont l'origine est encore très controversée, malgré de nombreux travaux et malgré l'existence de formations corrélatives beaucoup plus volumineuses et variées que les nôtres (14).

---

(11) N. LLOPIS LLADO. (1957). V Congrès international de l'INQUA. Livret-guide de l'excursion N 2 p. 16.

(12) Ibidem.

(13) Pour ces derniers leur mélange avec des débris divers, et en particulier avec des charbons, nous a permis de conclure qu'ils ont été perdus au sommet de la falaise par les récupérateurs qui ramassent à l'épuisette, sur la plage, et mettent dans de vieux sacs, les charbons flottés jetés dans la ría avec les déchets de certaines industries!

(14) On trouvera une analyse de ces travaux dans: GOMEZ DE LLANERA J. (1960). Observaciones fisiográficas en el litoral de Guipúzcoa. I. La Plataforma de abrasión o «rasa mareal», ainsi que dans la thèse récente de H. NONN: Les régions côtières de la Galice.

B — LE TRACÉ DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Les hypothèses de rejeux tectoniques locaux que nous avons proposées pour expliquer le soulèvement inégal de la «surface» située au Nord-Est de Bilbao nous paraissent confirmées par certains traits du réseau hydrographique actuel.

Rappelons d'abord qu'avant d'invoquer ces rejeux de détail nous avons admis qu'un bombement d'ensemble, d'amplitude inégale, avait déformé un relief mûr en lui donnant, dans le secteur oriental de notre domaine, une pente de direction générale Nord-Est. C'est à cette pente que nous attribuons de nombreux tronçons des cours d'eau de ce secteur tranchant les couches presque orthogonalement. Mais, l'existence d'autres tronçons, eux monoclinaux, nous conduit à penser que la surface déformée n'était pas parfaite, puisque, avant même qu'apparaissent les affluents «subséquents», le cours principal s'adaptait à des indications structurales en travers de la pente générale.

La combinaison du bombement d'ensemble et des rejeux locaux a conduit, au Nord-Est, à des traits différents. Ainsi, la surélévation selon le méridien de Guernica a eu pour effet une déviation générale des cours d'eau vers l'Ouest. Le Cadagua, le Nervión et l'Arratia terminent ainsi leur cours en se réunissant dans un même couloir monoclinal, ouvert dans les marnes de Bilbao, au pied des solides formations schisto-gréseuses du complexe supra-urgonien (fig. 82). L'Ibaizabal les rejoint après avoir coulé, depuis Durango, dans une gouttière parallèle, ouverte dans le flysch du Crétacé supérieur, Son passage d'un couloir à l'autre à Amorebieta, alors que la bande tendre se continue, à l'Ouest, par la vallée de l'Asua, a sûrement été facilité par l'utilisation d'une zone fracturée. Les têtes de vallon de ce cours d'eau dépassent, vers l'Est, le méridien de Guernica, ce qui rendrait notre explication de sa direction par un relèvement d'axe selon ce méridien assez peu vraisemblable si l'on n'admettait qu'il s'agit d'une indication générale et qu'on ne doit pas la prendre à la lettre. L'épaisseur de la couverture est un argument suffisant pour justifier une transmission des déformations profondes du socle ayant affecté, selon les époques, des secteurs légèrement différents. Le déplacement de la zone de surélévation maximum vers l'Est paraît d'ailleurs attesté par le fait que le synclinorium arasé de la bande éocène a été aussi porté au plus haut à l'Est du méridien de Guernica où culmine le massif de l'Oiz.

C'est également à la surélévation selon ce méridien qu'il faut sûrement attribuer la direction générale des petits cours d'eau côtiers Butron et Asua. En ce qui concerne le Butron, il est possible que le gonflement diapirique local de la ria de Guernica se soit ajouté, à l'Est, au mouvement de surélévation d'ensemble, ce qui expliquerait le contraste existant entre un Butron moyen coulant à fleur du sol dans la plaine de Munguía et le Butron supérieur très encaissé au fond de vallées profondes.

D'autres problèmes se posent à propos du tracé des cours d'eau situés à l'Est de la ria de Guernica: rios Lea débouchant à Lequeitio, Artibay à Ondarroa, et Deva, en dehors de notre domaine, près de la ville du même nom. On se saurait s'étonner qu'ils aient gardé la direction Nord-Est de la pente générale, malgré le soulèvement local selon le méridien de Guernica, puisque, de ce côté, ce soulèvement ne pouvait qu'augmenter cette pente et non la contrarier. On ne s'étonnera pas non plus que le Lea et l'Artibay soient réduits au rôle de petits cours d'eau ne dépassant pas au Sud le massif de l'Oiz puisque celui-ci, situé dans la zone d'élévation maximale et très solidement charpenté, a fait obstacle à l'écoulement des eaux rassemblées au pied de la petite chaîne du Duranguesado, dans le couloir de l'Ibaizabal. On peut, par contre, se demander comment et pourquoi a été sciée dans le flanc calcaire de l'anticlinal de Navarniz-Marquina la profonde cluse qu'utilise le minuscule Lea en aval d'Aulestia. La même question pourrait d'ailleurs être posée à propos de la cluse du Deva sciée dans la voûte urgonienne dure de l'Arno, alors qu'existe, à l'Ouest une zone marneuse tendre. Mais il s'agit, cro-

yons-nous, de faux problèmes que nous suggère un état de fait actuel paraissant paradoxal, alors qu'il n'est que l'aboutissement d'une évolution logique. On est tenté d'invoquer une surimposition mais, à notre avis, s'il y a eu un cours ancien inscrit dans une formation continue plus homogène, située au-dessus des calcaires, il n'est pas nécessaire que ce soit dans une couverture discordante. Il suffit que le cours d'eau antérieur se soit installé dans les marnes qui enveloppent les calcaires. Nous avons, en effet, constaté dans la zone médiane combien la répartition des calcaires est irrégulière dans l'ensemble du complexe urgonien, et qu'au surplus, sans qu'on puisse aller jusqu'à dire que la construction et la sédimentation calcaire y sont des accidents, il est certain que les calcaires ne constituent qu'une partie réduite de l'ensemble, n'atteignant même pas cinquante pour cent dans les endroits les plus favorables. Si, comme cela paraît très vraisemblable, la reprise d'érosion, postérieure au grand réajustement d'ensemble, a fait disparaître, même assez près du littoral, une tranche de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, on peut, sans paradoxe, supposer qu'il y a de grosses chances pour qu'au-dessus de l'endroit où nous trouvons actuellement des calcaires, le cours d'eau ait trouvé autrefois des formations marneuses.

Aux possibilités de pseudo-surimposition, suggérées par la répartition des faciès dans le complexe, ont dû s'ajouter des facilités dues à la nature même des calcaires. En particulier, la fracturation est inévitable, s'agissant de calcaires massifs, à l'occasion du moindre accident tectonique; et il s'en faut que l'anticlinal de Navárniz soit un accident simple. Il est vrai que les fractures transversales ne paraissent pas très marquées aux abords immédiats de la cluse, mais il est difficile d'apprécier ce qu'il a pu en être à son emplacement exact. Latéralement, l'examen des photographies aériennes permet, cependant, d'en situer quelques unes et d'observer, en particulier, les formes provenant de l'exploitation d'un champ de fractures dû vraisemblablement à un mouvement de torsion de l'anticlinal, à l'Est d'Icazurietas. Une vallée transversale y échancre nettement le crêt nord-est de cet anticlinal. D'autres dépressions allongées lui font suite sans la prolonger exactement. L'ensemble, assez profond, aurait vraisemblablement été achevé en cluse si des facilités plus grandes n'avaient existé à Aulestia.

Il va sans dire que la dissolution karstique a dû jouer aussi un rôle capital dans la préparation de ces percées. Les embryons de vallées dont il est question sont des vallées sèches ou des chapelets de grandes dépressions fermées. Une partie de cette évolution karstique doit d'ailleurs être fort ancienne, et en tout cas préglaciaire, car on trouve peu de formes de dissolution sur les parties basses des versants de la cluse et le plancher des dolines perchées qu'on observe au Nord-Est est situé à près de 200 m au-dessus du talweg actuel.

C — CUVETTES ET GLACIS DE TYPE SEMI-ARIDE

Nous avons été amené à supposer que l'essentiel des grands traits des pays du Nord-Est, comme d'ailleurs de l'ensemble de notre domaine, provient du dégagement de formes en creux dans un relief très mûr qui aurait été soulevé de façon inégale. Sauf dans le secteur restreint où il semble que ce relief, presque réduit à une «surface», ait été assez bien conservé en position basse, la surélévation a dû atteindre plusieurs centaines de mètres, d'où le grand développement ultérieur de ces formes en creux.

La recherche des traces d'étapes anciennes de ce défoncement est très difficile, parce que ce secteur comporte une forte proportion de roches tendres, que les roches dures n'ont pas de continuité, et qu'elles sont inégalement réparties. On peut, comme nous l'avons fait, dresser un inventaire des formes structurales incontestables, mais il est à peu près impossible de déterminer, par exemple, si tel ou tel épaulement, feutré d'un manteau de formations superficielles, et recouvert de végétation, est un trait de structure adouci ou une forme d'érosion dans une formation homogène. L'existence de formes d'érosion originales ne peut donc être affirmée que si les traits sont nombreux et concordants, ce qui n'arrive généralement que pour des

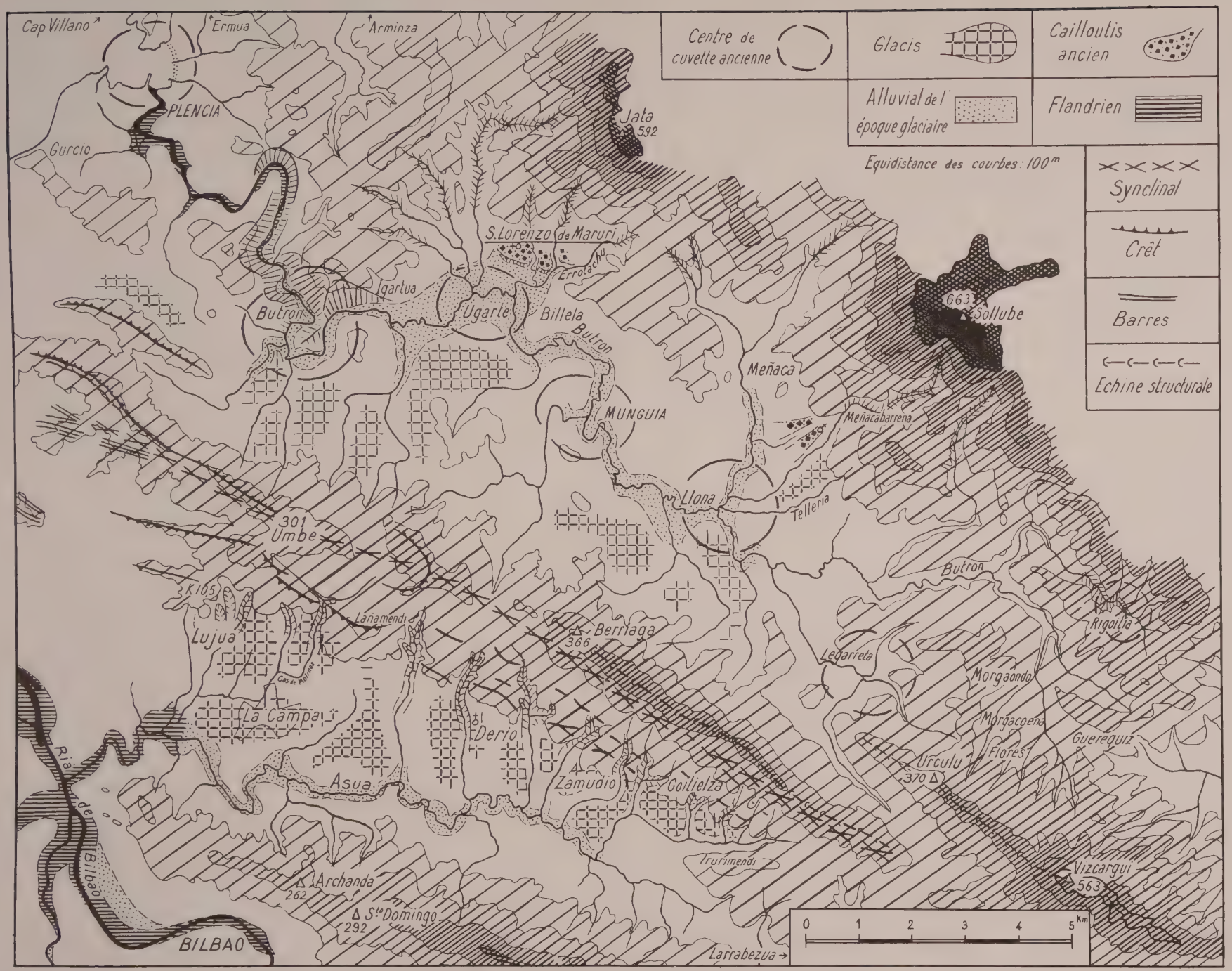


Fig. 91.—LES VALLÉES DU BUTRON ET DE L'ASUA cuvettes et glacis en roche tendre.

formes relativement récentes qui peuvent avoir été bien conservées. C'est le cas pour celles qui, ayant précédé de peu l'époque des grands écoulements du quaternaire froid, sont, en quelque sorte, datées par les incisions très nettes de ces derniers. Il s'agit, comme dans tout le reste de notre domaine, de cuvettes ou de larges couloirs en fond de berceau dont les flancs sont des glacis. Nous avons longuement décrit des formes de ce genre sur les bords de la vaste dépression de Zalla, ou dans celle d'Orozco, considérée comme la plus caractéristique parce qu'elle a conservé, bien en marge de l'incision linéaire postérieure, un beau glacis couvert de pavés gréseux; ou encore dans la cluse du Nervión où ne subsistaient plus, au-dessus de l'auge inférieure, que des lambeaux de glacis recouverts de cailloutis, etc...

Par rapport à cette zone située au Sud de Bilbao, le grand intérêt de la zone située au Nord-Est, c'est qu'elle n'a pas été atteinte par les grands cours d'eau, tels que le Nervion et le Cadagua. Ces derniers, qui drainent des bassins supérieurs étendus, disposaient dans leur cours moyen, à l'époque glaciaire, de masses d'eau exogènes puissantes qui ont détruit sur leur passage la plus grande partie des formes de l'épisode précédent. Au Nord-Est de Bilbao, ces formes ont été, au contraire, assez bien conservées.

1 — La vallée du Butron

La vallée du Butron est l'exemple le plus remarquable d'un modelé ancien très peu retouché. Un simple coup d'oeil à la carte (fig. 91) suffit à faire apprécier l'originalité du tracé du cours d'eau. Sa direction d'ensemble est celle de la gouttière ouverte dans le flysch du Crétacé supérieur, entre les alignements du synclinorium perché éocène et les masses gréseuses du Jata et du Sollube; mais, dans le détail, ce cours hésitant comporte des tronçons dans toutes les directions. On est cependant frappé par la convergence des affluents en quelques points. Ces noeuds hydrographiques sont situés, d'amont en aval, à Llona, Munguia, Ugarte, Butron. La baie de Plencia provient de l'invasion du dernier par la mer. En chacun de ces points, la disposition en étoile des cours d'eau indique clairement qu'ils drainaient autrefois des cuvettes. Or, il est certain que ces cuvettes ne sont pas d'origine structurale. Il faudrait, pour qu'il en soit ainsi, que les couches soient elles-mêmes déformées en dômes et cuvettes, ce qui n'est pas le cas. On peut, il est vrai, invoquer les petites différences de nature, et donc de dureté, déjà signalées dans le flysch. La répartition irrégulière des passées dures et tendres a pu, en effet, jusqu'à un certain point, orienter, au départ, l'action de l'érosion différentielle. Mais, si cette répartition a pu se traduire par quelques bosses ou buttes allongées, ce n'est pas elle qui est à l'origine du modelé en cuvettes. Celles-ci nous semblent être des formes d'érosion caractéristiques d'un modelé de type semi-endoréique développé sous climat semi-aride. Profitant des indications de l'ancien modelé mûr, les écoulements sporadiques, consécutifs à de violentes averses, se sont orientés vers les points bas du relief, selon des directions convergentes, en étoile. Ces cuvettes ne se sont vidées qu'imparfaitement, les unes dans les autres, en direction de la mer; les tronçons de cours d'eau qui les réunissent n'ont donc été, à l'origine, que des chenaux de raccordement.

On pouvait craindre qu'il faille se contenter de fonder ces hypothèses de morphogénèse sur la seule observation des formes; en elles-mêmes, il est vrai, déjà très caractéristiques. Les formations dans lesquelles elles ont été dégagées sont, en effet, bien trop tendres pour qu'on ait quelque espoir de retrouver des dépôts corrélatifs du creusement. Il se trouve heureusement que la partie nord de la gouttière du flysch est bordée par les formations beaucoup plus solides du complexe supra-urgonien, ce qui a permis la constitution de dépôts de piémont dont nous avons pu retrouver de bons éléments bien conservés; ils nous ont paru très caractéristiques du système d'érosion invoqué.

a — Les formations de piémont de San Lorenzo de Maruri

C'est au pied du Jata (592 m), aux alentours du petit village de San Lorenzo de Maruri, dans la partie nord-est de la cuvette d'Ugarte, (carte fig. 91), que nous avons trouvé les restes les mieux conservés et les plus faciles à observer de ces formations de piémont. Bien que cela semble paradoxal, dès qu'on a constaté la grossièreté de certaines de celles-ci, le site semble avoir été choisi pour l'installation du village en partie en fonction de leur présence. Il est vrai que l'orientation, face au Sud, est bonne et que la pente douce, au pied de la montagne, facilite la mise en culture. On n'oubliera pas, d'autre part, qu'un cône de piémont fournit sur place la plus grosse part des matériaux de construction. Nous l'avons bien vu dans la vallée de l'Ason ou un grand nombre de villages sont perchés sur des cônes. Nous verrons bientôt, d'autre part, que les sables argileux sont abondants dans les formations, ce qui donne des sols légers là où les gros blocs ne sont pas en surface. Enfin, la proximité de la plaine alluviale, en contrebas du dépôt grossier, complète un ensemble de terroirs différents se prêtant à la polyculture. Quoi qu'il en soit, l'installation du village sur ces formations, ou à proximité, a eu l'avantage de nous procurer de nombreuses coupes, dans tous les sens, grâce à l'existence de nombreuses routes et chemins creux.

Cette multiplicité de coupes nous a d'abord montré combien les formations étaient hétérométriques et hétérogènes. Les éléments en sont non seulement très différents en un point donné, mais la composition varie aussi de façon considérable d'un secteur à un autre. Bien souvent, en tout cas, l'expression banale qui définirait le mieux la formation serait celle de «ramassis». On dirait qu'un coup de balai a rassemblé des débris très hétéroclites pris un peu partout. Ce faciès littéralement «poubellien» est, il est vrai, surtout celui de la partie aval de la formation, mais c'est justement celui qu'on est conduit à étudier le premier, l'accès à San Lorenzo se faisant, du Sud au Nord, par un petit embranchement partant de la route de Plencia à Murguia. Le premier chemin à droite fournit d'excellentes coupes de la partie supérieure de la formation (Pl. XV-B). Dans une pâte d'argiles sableuses, des grès durs, en blocs de plusieurs décimètres, aux angles arrondis, mais aussi en galets bien roulés de quelques centimètres, voisinent avec des morceaux de grès tendre de dimensions variées qui tomberaient en ruines si l'on tentait de les extraire de la gangue dans laquelle ils ont été enveloppés au moment de leur mise en place. On trouve encore des grès très durs, en plaquettes, dont les arêtes aiguës rappellent celles des éclats de silex, des dragées de quartz laiteux et même, parfois, des galets de quartz de la grosseur du poing; enfin, de-ci, de-là, de l'ophite aujourd'hui pourrie, ou des concrétions ferrugineuses.

Dans un chemin creux très profond, situé à quelques dizaines de mètres, en amont et à droite, l'hétérométrie est plus frappante encore. Des blocs bien roulés de grès durs, dont certains atteignent plus de cinquante centimètres dans leur plus grande dimension, voisinent avec des galets d'ordre centimétrique, le tout dans des masses de sables argileux versicolores dont la présence de grès tendres colorés peut expliquer l'existence.

Le chemin creux, en pente, conduit vers un petit vallon assez ouvert, creusé vraisemblablement, autrefois, par un écoulement linéaire assez abondant, où ne subsiste plus qu'un maigre ruisseau; on le franchit à gué sur quelques gros blocs provenant du cailloutis. Nous retrouverons celui-ci en place si nous grimpons, sur l'autre rive, à une altitude relative de 6 à 8 mètres. En poursuivant notre chemin vers l'Est, nous trouverons une nouvelle vallée. Celle-ci, large de plusieurs dizaines de mètres et à fond plat, est celle de l'Errotachu, affluent du Butron. Elle confirme que la formation ancienne a été incisée avec vigueur, postérieurement à son dépôt. C'est ce qu'indique encore le fait qu'elle est très nettement perchée au-dessus du colmatage sub-horizontal qui remplit largement le centre de la cuvette et dans lequel serpente le maigre Butron actuel. Cette basse nappe alluviale a dû être certainement déposée à la fin de la phase d'écoulement maximum du quaternaire froid, postérieurement à la dissection des dépôts supé-

rieurs à éléments grossiers. L'abrupt qui tranche l'interfluve situé entre les deux petites vallées doit être un abrupt de rive concave du cours d'eau bien alimenté qui opérait à cette époque. Cet abrupt permet, à nouveau, une bonne étude de la formation ancienne et même du substratum, un flysch schisto-gréseux à feuillets fins, armé, de loin en loin, d'un banc de grés dur de un à deux décimètres d'épaisseur. Le cailloutis qui le surmonte paraît ici moins hétérogène, une partie des éléments durs pourrait provenir de bancs semblables à ceux observés en place. Le faciès est grossièrement torrentiel, sans aucun classement (Pl. XVI-B).

L'ensemble des observations ainsi faites est suffisant pour que se dégage une idée directrice au sujet de la genèse et de la mise en place de ces formations. Il est d'abord évident qu'on se trouve en présence de formations locales provenant du Jata. L'absence de dépôts semblables sur le reste du bord de la cuvette, que ce soit à Billela au Sud-Est, ou à Igartua à l'Ouest, apporte la preuve qu'il ne peut s'agir de formations déposées par le Butron. D'ailleurs, la situation de ces formations en «piémont» est évidente; le Jata faisant encore actuellement figure de montagne, domine de ses 592 m une plaine alluviale située à quelques mètres seulement d'altitude. Quant aux matériaux, ils proviennent de ce que P. Rat a appelé le complexe supra-urgonien, aux faciès très variés, qui constitue le Jata et le Sollube. Toutes les espèces de grès y sont représentées, grès durs à grain fin qui ressemblent à des quartzites, grès dont les éléments roulés sont si gros qu'on dirait presque des poudingues, grès de dureté moyenne, parfois micacés, grès très tendres qui s'effritent à la moindre sollicitation érosive. C'est à cette grande variété qu'est dû le mélange étonnant d'éléments souvent observé dans les formations de piémont, comme aussi leurs faciès parfois très différents d'un point à un autre. Qui plus est, au pied du Jata, les formations en place passent progressivement aux faciès plus fins du flysch du Crétacé supérieur, et il est vraisemblable que des éléments de ce dernier ont été incorporés aux éléments allogènes.

L'origine des matériaux ne paraissant pas douteuse, il reste à essayer de se faire une idée des processus qui ont présidé à leur mise en place, et donc du système d'érosion correspondant. Si l'hétérométrie des éléments rappelle les faciès torrentiels, l'absence de tout classement, de toute stratification qui puisse indiquer une sédimentation dans l'eau liquide, rappelle plutôt celui des coulées boueuses. D'ailleurs, le transport des gros blocs se conçoit mieux dans une lave de forte densité; mais surtout, la présence, épisodique, de blocs de grès tendre qui se seraient brisés dans un transport torrentiel ne peut guère s'expliquer que par l'existence de cette lave, servant, en quelque sorte, de tapis roulant. Il n'empêche, nous l'avons vu, qu'une partie des éléments durs est roulée, ce qui a exigé un transport liquide et semble donc en contradiction avec les faits précédents. On notera, cependant, que les dragées et galets de quartz sont repris des grès grossiers, et on peut se demander si certains blocs plus gros, particulièrement bien roulés, n'ont pas aussi été repris à des conglomérats dont nous avons, après P. Rat (15), remarqué la présence en divers points du complexe supra-urgonien qui a là un faciès wealdien.

Il nous semble possible de proposer une explication de tous ces faits qui rende compte des contradictions apparentes. Il est d'abord indéniable qu'il y a eu écoulement torrentiel et non simple coulée boueuse, car les bassins amont qui subsistent dans la montagne décharnée ne peuvent avoir été creusés seulement lors des étapes postérieures de la morphogénèse. Mais, il semble aussi qu'à condition d'admettre que le climat était semi-aride et ne permettait pas l'installation d'une végétation abondante et durable, on puisse concevoir qu'une sorte de suralimentation passagère du torrent en débris, ait pu le transformer en torrent de boue, presque en coulée boueuse de vallée. En l'absence de végétation, les processus aréolaires peuvent, en effet, préparer d'abondants matériaux détritiques et cela a dû être particulièrement facile dans les

---

(15) P. RAT en signale assez près de là au Sud d'Arminza (Thèse p. 330), semblables dit-il à ceux d'Ondarroa, à l'Est, dans lesquels il a trouvé de gros galets de grès de 5 à 35 cm. Nous n'avons pu en trouver in situ sur le Jata, de parcours peu facile, mais nous en avons trouvé sur la crête d'Ermua, entre Arminza et le cap Villano, et même, pincés dans le flysch, à Gurcio au Sud-Ouest de Plencia.

PLANCHE XV

A — Glacis en roche tendre au pied du Jata, à l'Est de San Lorenzo de Maruri.

B — Les formations de piémont de San Lorenzo de Maruri — Coupe dans un chemin creux vers l'aval.

formations hétérogènes du complexe gréseux supra-urgonien. Si certaines précipitations restaient de peu d'importance, elles ne devaient prendre en charge qu'une partie seulement de ces matériaux, ceux d'un calibre peu élevé et qui se trouvaient près des talwegs où la concentration des eaux pouvait se faire. Ces matériaux pouvaient alors être roulés. Les grosses averses, au contraire, pouvaient mobiliser la presque totalité des matériaux préparés sur les versants, ce qui constituait une charge énorme venant se joindre aux éléments roulés dont une partie avait été abandonnée dans les talwegs en cours de transport. Au surplus, tant qu'elles ne sont pas chargées à la limite, les eaux de ruissellement conservent une force érosive qui leur permet d'arracher facilement d'autres matériaux dans des formations qui sont, nous l'avons vu, de dureté très inégale et dans lesquelles l'affouillement des parties tendres permet la destruction de l'ensemble. Dans les talwegs principaux, qui ne sont calibrés que par les crues, ce sont les berges qui reculent et les matériaux enlevés augmentent la charge. Ainsi se constitue, par la prise en charge d'éléments très variés, cette lave, ce *«mudflow»* qui a été décrit par les auteurs nord-américains dans les régions sub-arides des Etats-Unis (16) (17) et dont F. Taillefer a rappelé la genèse à propos de la formation du piémont des Pyrénées dite de Lannemezan (18).

Au sortir du couloir intramontagnard, le flot boueux s'étalait en nappe; il a construit, par à coups, l'ensemble dont nous retrouvons les débris. Il est probable que selon les circonstances, selon que l'averse était plus ou moins violente, et plus ou moins longue, selon qu'elle affectait une partie du bassin plus violemment que l'autre, selon enfin que celui-ci avait déjà été nettoyé depuis plus ou moins de temps, la composition de la boue variait, ce qui explique la variété des faciès observés. Il est même certain que si, parfois, cette lave était visqueuse au point qu'elle ne pouvait que s'étaler, elle a dû, à d'autres moments, être plus fluide et assurer un meilleur épandage des matériaux. D'ailleurs, il a bien fallu que le glacis incontestable sur lequel elle repose (Pl. XV-A) ait été modelé, antérieurement à la mise en place du dépôt, par les déplacements latéraux d'un cours d'eau ayant un dynamisme sensiblement plus grand. Il est vrai que la tâche lui a été facilitée, puisque ce glacis a été modelé dans le flysch tendre du Crétacé supérieur. On peut aussi penser qu'à l'époque où l'écoulement était plus fluide, une grande partie des éléments fins était entraînée en aval; mais, comme ils se déposaient vers le centre de la cuvette, nous ne pouvons en retrouver les traces, celle-ci ayant été défoncée par l'érosion linéaire au cours du Quaternaire froid.

b — Les formations de piémont de Meñaca

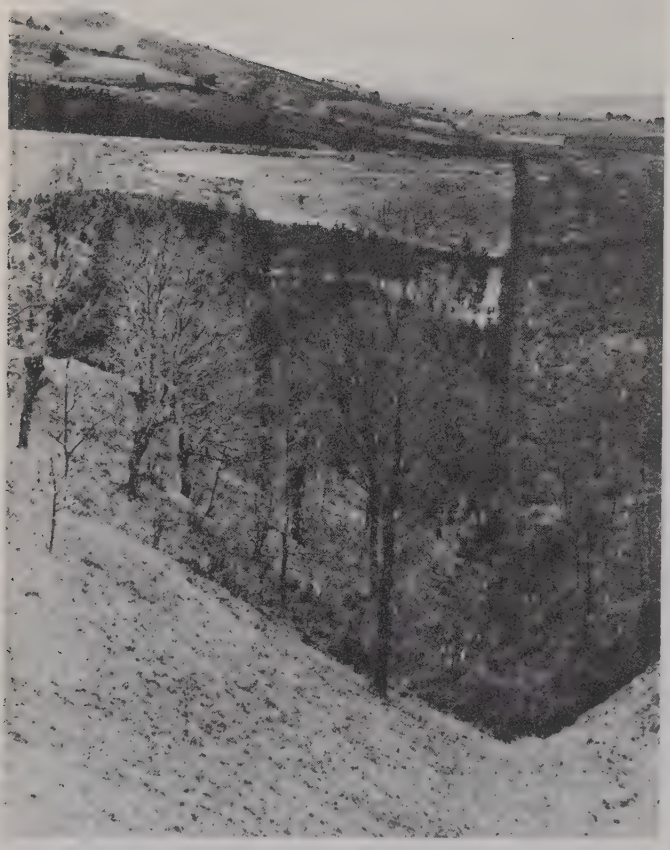
Le très grand intérêt qu'offrent les formations de San Lorenzo de Maruri nous a incité à en rechercher d'équivalentes au pied du Sollube. Nous en avons trouvé à l'Est de Munguía, au débouché d'un des torrents (sans nom sur la carte topographique; voir fig. 91) qui incisent profondément la montagne. La route secondaire, dite de Meñaca, les recoupe du Km 21 au Km 22, ainsi qu'un chemin creux partant de la chapelle de Meñacabarrena. Dans ces coupes, les formations paraissent moins hétérométriques et moins hétérogènes que celles de San Lorenzo. Nous ne nous étendrons pas sur leur description, qui ne nous apporterait rien de nouveau, mais nous préciserons, ici, les formes du glacis de piémont qui sont plus nettes qu'à San Lorenzo.

La répartition d'ensemble des formations en place est la même, c'est à dire qu'au pied du massif gréseux on trouve le flysch tendre. Mais, ici, le torrent était plus puissant, et ses déplacements latéraux ont arasé plus largement ce flysch, créant un glacis de plus d'un kilomètre de long. Vers le Sud-Est, ce glacis se prolonge même à plus de 2 Km., et il est possible que, dans ce secteur, le torrent de Telleria ait participé à l'arasement. L'ampleur atteinte de ce côté, alors qu'elle est plus réduite juste en face du chenal du torrent principal, provient de

---

(16) WOOLLY (R. R.). Cloudburst floods in Utah, 1850-1938.
(17) LOWDERMIK (W.C.). 1953. Floods in desert (cité par Tricart J. dans: Le modelé des régions sèches. fascicule I, p. 102).
(18) F. TAILLEFER. Thèse, p. 124 et suivantes.

PLANCHE XVI



A — Les éléments de glacis du versant nord de la vallée de l'Asua, vus en enfilade du Km 10,5 de la route de Bilbao à Plencia, au Nord de Lujua. En haut, à gauche, la corniche de grés durs du Lañamendi. Au-dessous, un talus de profil rectiligne dans un ensemble de grès de dureté moyenne. A droite, le glacis dans le flysch tendre, divisé en croupes allongées dont on ne voit que le sommet. La plus raprochée s'étend plus loin à gauche, en raison d'un décalage de la barre dure.
Au premier plan, un vallon en V creusé à l'époque glaciaire par un affluent d'un des cours d'eau qui ont divisé le glacis en laniè-res; son fond a été colmaté postérieurement.

B — Les formations de piémont de San Lorenzo de Maruri tranchées par l'auge d'époque glaciaire du rio Errotachu et reposant sur le flysch du Crétacé supérieur.

ce que le Sollube est bordé, à l'Ouest, par un gros épanchement de Trias bourré d'ophites, et, au Sud, par des laves basaltiques interstratifiées dans le flysch. Les torrents ont donc dû se frayer un passage entre les deux, comme d'ailleurs tous les cours d'eau de la cuvette de Llona qui serpentent entre des buttes d'ophite ou de basalte. Cette cuvette n'a donc jamais dû avoir des formes d'ensemble parfaites, mais le glacis bordier, recouvert de cailloutis, que nous venons d'étudier, est tout aussi caractéristique d'un système d'érosion semi-aride que celui de San Lorenzo. On a une très belle vue de la partie de ce glacis située actuellement rive gauche en prenant, à Meñacabarrena, la route qui prolonge le chemin creux vers le Sud. On peut se rendre compte, en même temps, de sa division en lanières par des vallons creusés postérieurement, comme c'est aussi le cas à San Lorenzo.

L'existence d'une étape de la morphogénèse à mettre au compte d'un système d'érosion de type semi-aride semble donc attestée, dans la vallée du Butron, non seulement par la division de celle-ci en cuvettes successives, indice d'un drainage de type discontinu, ou pour le moins hésitant et mal organisé, mais encore par les glacis et, plus encore, par leur couverture à faciès de lave boueuse, caractéristique d'un écoulement ne disposant pas d'assez d'eau pour entraîner au loin les matériaux fournis en abondance en l'absence de couverture végétale continue.

En ce qui concerne les glacis, il convient cependant de rechercher s'il en existe partout sur les bords des cuvettes et, pour ceux qui existent, de se demander s'il est légitime d'attribuer leur genèse aux mêmes processus. Dans les deux secteurs étudiés nous nous trouvions, en effet, au pied des reliefs principaux: le Jata et le Sollube, et au débouché de deux grands torrents. Or, dans une mise au point consacrée aux glacis d'érosion en roche tendre, P. Birot considère que: «il faut éliminer les glacis de piémont résultant du sapement latéral des cours d'eau et qui constituent une forme presque azonale» (19). Après avoir recherché d'autres témoins de l'érosion aréolaire dans la vallée du Butron, nous nous demanderons donc s'ils sont bien, comme ceux déjà décrits, l'expression d'un système d'érosion de type semi-aride chaud.

Au pied du Sollube, au Nord des éléments de glacis déjà étudiés à Meñacabarrena, d'autres éléments peuvent être observés, du Km 22 au Km 21, ainsi qu'à Meñaca. Malgré les vallons qui les séparent actuellement, on a l'impression qu'il s'agit bien de glacis du même type que le précédent avec lequel ils ont dû être, autrefois, coalescents. Or, on ne se trouve plus au débouché de vallées importantes, ce qui tendrait à prouver que l'élaboration de ces glacis n'a pas nécessité l'action de sapement d'écoulements abondants.

Il n'est malheureusement pas facile d'étendre avec profit les recherches à l'ensemble du bassin du Butron, car, si, au sommet du versant nord-est de la vallée, on trouve des formations en place susceptibles de fournir des matériaux solides qu'on pourra rechercher dans les dépôts signant les systèmes d'érosion, par contre, les roches tendres du flysch susceptibles d'être arasées n'apparaissent que tout à fait au bas de ce versant. Sur le versant sud-ouest, au contraire, si l'on trouve des roches tendres dans un secteur plus étendu, les alignements de grés durs qui les dominent ne fournissent pas d'éléments se conservant bien, susceptibles d'aider à retrouver des formations détritiques donnant des indications sur les processus. De plus, la recherche des formations détritiques se heurte dans nos régions à la présence de la couverture végétale actuelle très développée et, tout autant, à l'épais manteau de formations superficielles qui s'est constitué depuis la fin des grands écoulements de l'époque glaciaire et qui a été seulement incisé, postérieurement, dans les talwegs. On ne peut donc conclure de l'absence de formations visibles à leur inexistence. Nous avons indiqué ailleurs (20) que,

---

(19) BIROT P., LHENAFF R. et MONTEUX P. (1958). Recherche sur la limite septentrionale des glacis d'érosion en roche tendre...
(20) Chapitre VIII.

même en ce qui concerne des formations plus récentes, les formations alluviales déposées dans les grandes vallées au cours de l'époque glaciaire, on reste confondu par les «révélations» qu'apportent les coupes fraîches faites à l'occasion des rectifications du tracé des routes. Il en serait certainement de même en ce qui concerne les dépôts anciens si l'on pouvait ouvrir des tranchées en divers points des versants de nos cuvettes. Au cours de reconnaissances, nous avons d'ailleurs trouvé quelques témoins isolés tout aussi expressifs de la semi-aridité, quoique non situés au débouché de cours d'eau importants. C'est ainsi qu'en s'élevant au flanc du Sollube, par la route de Munguía à Bermeo, on trouve, vers le Km 21, une grosse loupe de matériaux très hétérométriques, comportant de gros blocs de grés blanc, relativement tendre, enveloppés dans une abondante matrice de sables provenant de grés encore plus tendres. On doit la mise en évidence de ces matériaux à l'utilisation d'une partie pour la construction. On en trouve, d'ailleurs, du même genre dans une grande carrière abandonnée vers le Km 22. Enfin, à quelques centaines de mètres plus haut, on trouve, en place, des formations exactement du type de celles qui ont dû fournir les matériaux détritiques. Ces derniers ne devaient donc pas venir de loin, comme l'indique, d'ailleurs, le fait que les gros blocs ne sont pas du tout roulés; quant aux sables, ils ont sûrement été fournis par les grés, très friables, que le vent et le ruissellement suffisent encore actuellement à désagréger. Ce transport à courte distance porte témoignage d'un système d'érosion dans lequel l'eau manquait. Il s'agit ici d'éléments conservés sur le pourtour d'une petite cuvette accessoire ouverte au flanc de la montagne et défoncée postérieurement. Il n'est pas question d'y rechercher des glacis, à l'élaboration desquels les formations en place ne se prêtaient pas.

D'autres cuvettes de type semi-aride ont été assez bien conservées dans la partie amont du bassin du Butron. Les plus nettes sont celles de Legarreta, de Morgaondo et de Rigoitia. Celle de Rigoitia, la plus élevée, devait avoir un fond situé, à peu près à 300 m d'altitude. On pourrait, à cause de cette altitude, s'étonner que nous la considérions comme contemporaine des cuvettes inférieures; on n'oubliera pas que nous estimons que la «surface» ancienne en dessous de laquelle toutes ces cuvettes ont été évidées a été beaucoup plus soulevée à l'Est qu'à l'Ouest. La cuvette de Rigoitia doit la conservation d'un modelé doux ancien, dans lequel les incisions linéaires du Quaternaire froid se sont peu marquées, au fait qu'elle est barrée, en aval, par des masses de roches éruptives interstratifiées, en grande partie basaltiques. L'érosion régressive a creusé une gorge en aval, sans arriver à atteindre le centre ancien de la cuvette, de sorte que les eaux qu'elle recueille actuellement franchissent la rupture de pente par une série de petites cascades. Cette cuvette, creusée en plein flysch, a une forme ronde régulière que souligne le dispositif en étoile des petits ruisseaux qui la drainent (fig. 91).

Les deux autres cuvettes présentent deux exemples très nets d'emboîtement des formes aréolaires et des formes d'incision linéaire. Celle de Morgaondo est particulièrement facile à observer grâce à l'existence de routes très bien placées, et aussi parce qu'on en a une vue complète du sommet du Vizcargui (563 m). Si l'on parcourt la route de Larrabezua à Guerequiz, dès qu'on dépasse, au Sud, l'échine aiguë de l'Urculu, on aperçoit, légèrement en contrebas, cinq belles croupes aux pentes douces dont l'une porte le hameau de Flores. On se rend parfaitement compte qu'il s'agit d'une cuvette qui a été défoncée en arrière, car on aperçoit déjà, latéralement, les ruptures de pente des versants. Lorsqu'on poursuit sa route, la pente s'accentue, et, à Morgacoena, on est déjà au-dessous du niveau des épaulements, mais on les distingue parfaitement sur les versants de la partie aval de la cuvette. Sur le terrain, on a vraiment l'impression que toutes les croupes convergent vers le même point, impression corrigée par la carte qui permet d'apprécier la part de la structure. On réalise alors que les croupes les plus régulières proviennent du découpage en lanières du flanc de l'Urculu et du Vizcargui qui paraît avoir été modelé préalablement en glacis. Ce glacis est, ici, comme adossé aux éléments durs rectilignes du chaînon tertiaire. On peut se demander, en raison de cette situation, s'il est possible qu'il ait été modelé par le même système d'érosion que celui qui a modelé les glacis de piémont étudiés au bas de l'autre versant. Cette question mérite d'autant

plus qu'on s'y arrête que le reste du versant méridional de la vallée est du même type: au-dessous des éléments durs de la charnière synclinale tertiaire qui en constituent partout le sommet, on trouve encore de nombreux lambeaux de glacis en pente douce tranchant régulièrement les couches du flysch crétacé. Il ne s'est cependant, probablement, jamais agi d'un grand glacis continu, puisque les cuvettes ont dû être individualisées assez tôt. Il a donc plutôt dû exister des glacis locaux modelés en fonction, d'une part, de l'élément dur rectiligne sur lequel ils s'appuyaient au Sud, mais, d'autre part, en fonction d'un écoulement orienté vers la partie centrale de la cuvette.

Si l'on s'en tient aux hypothèses qui furent formulées à l'époque où les glacis structuraux en roche tendre furent nettement définis par rapport aux pédiments (21), il semble que leur genèse puisse parfaitement se concevoir sous le climat semi-aride qui nous paraît avoir régné au moment où les glacis de piémont ont été modelés. Les processus devaient cependant être différents, la planation provenant, non plus des déplacements latéraux d'un torrent au sortir d'une gorge, mais, lors des averses, des déplacements des filets d'eau qui, sur un versant où les processus météoriques avaient pu préparer une grande quantité de débris se chargeaient trop pour pouvoir creuser en profondeur. Butant sur les éléments trop gros pour être transportés, ou sur les rares touffes de végétation, ils s'anastomosaient pour constituer une sorte de rideau discontinu dégarnissant peu à peu tout le versant par sapement latéral. Cette hypothèse paraît d'autant plus applicable ici que les conditions structurales sont celles que J. Dresch considère comme éminemment favorables au modelé de ces glacis; les roches dures y ont, en effet, été arasées, ce qui a donné un sommet de versant d'altitude à peu près uniforme et a dû conduire, au départ, à une répartition assez régulière des filets d'eau.

Nous n'avons, malheureusement, pas pu retrouver, sur ce versant méridional, de formations dont on puisse affirmer qu'elles sont corrélatives de ces étapes anciennes du modelé. D'une part, même les formations dures qui arment le sommet du versant se conservent mal: ce sont, le plus souvent, du Berriaga à l'Umbe, des grés de dureté moyenne se désagrégeant sous l'influence de nombreux facteurs. D'autre part, l'environnement de ces séquences dures, en fournissant des sables argileux, noie les débris durs et leur permet de glisser sur les pentes. Ces processus ne sont pas exclusifs d'un système d'érosion: nous aurons l'occasion de constater, bientôt, qu'ils ont permis l'élaboration d'un épais manteau, certainement post-glaciaire puisqu'il recouvre les versants des grandes incisions linéaires d'âge glaciaire. La présence de ce manteau, relativement récent, qui, bien entendu, a pu se superposer aux formations anciennes là où elles avaient été conservées, la solifluction postérieure de l'ensemble, malgré une couverture végétale continue, l'existence de cette couverture même, rendent à peu près impossibles la localisation et l'étude de formations anciennes sur ce court versant.

On ne peut donc affirmer, avec certitude, que les glacis structuraux du versant méridional de la vallée ont été modelés sous le même climat que les glacis de piémont modelés au pied du versant septentrional. Il nous semble, cependant, qu'il y a de fortes présomptions pour qu'il en soit ainsi, ne serait-ce que parce que les parties inférieures de ces glacis se trouvent au même niveau vers le centre de la vallée. Nous ne pouvons, il est vrai, oublier que d'autres glacis structuraux en roche tendre de notre domaine, ceux du talus de la cuesta du Valle de Mena, ont une couverture comportant une forte proportion d'éléments durs paraissait d'origine cryoclastique. Nous rappellerons, cependant, qu'en raison du fait que la mise en valeur de la cuesta a exigé l'évacuation d'un très gros volume de matériaux, nous avons estimé que, malgré leur couverture d'allure périglaciaire, les glacis du Valle de Mena doivent avoir été *modelés* par des systèmes d'érosion mettant en jeu des processus d'entraînement des matériaux plus énergiques que ceux des systèmes d'érosion périglaciaires; nous avons évoqué des climats semi-arides chauds ou, pour le moins, de type méditerranéen.

---

(21) DRESCH J. 1938. Congrés d'Amsterdam, 1949. Congrés de Lisbonne et mise au point de l'Information Géogr. de 1957.
BIROT P. 1949. Congrés de Lisbonne. BIROT P. et JOLY F.. 1952: Observations sur les glacis d'érosion.

Dans cette hypothèse, la couverture conservée nous paraissait pouvoir n'être que le résultat d'un épisode final froid. Nous ne disposons, d'aucun élément nous permettant de nous rendre compte si un épisode ancien de ce genre a pu exister dans la vallée du Butron.

2 — La vallée de l'Asua

Les traits que l'étude de la vallée du Butron nous a permis de mettre en valeur nous paraissent suffisants pour affirmer que les systèmes d'érosion de type semi-aride ont joué un grand rôle dans le dégagement des formes en creux au-dessous de la «surface» des pays situés au Nord-Est du Nervión. Il pourrait donc paraître superflu d'étudier l'évolution des formes dans la vallée de l'Asua, vallée dégagée aussi dans le flysch du Crétacé supérieur, au Sud du synclinal perché éocène (fig. 91). Nous ne le ferons que parce que les glacis d'érosion y sont beaucoup plus nets et mieux conservés que dans la vallée du Butron. C'est là, à la vérité, que nous avons d'abord acquis la certitude de l'existence de ces formes (22).

Sur le flanc nord de cette vallée, au pied des alignements de l'Umbe et du Berriaga, de nombreux et assez vastes éléments de ces glacis peuvent être observés, de Lujua à Goitielza. Du Km 10,5 de la route de Bilbao à Plencia, au Nord de Lujua, on peut en voir, à l'Est, toute une série en enfilade. (Pl. XVI-A). Sous la corniche dure du Lañamendi, bord externe du synclinal éocène, un talus ayant une pente d'environ 20° se raccorde, vers le bas, à un long glacis dont la pente n'est que de 3 ou 4°. La rupture de pente (le knick) est assez brutale, ce qui permet de supposer qu'il est, en partie au moins, d'origine structurale. On peut avoir une meilleure idée des formes et de la structure en parcourant la petite route qui part de Lujua en direction est; elle passe sur le glacis, ce qui permet de constater qu'il est divisé en lanières par des vallons en V descendant de la corniche. Certains de ces vallons sont bien marqués; celui de l'arroyo de Caz de Molinos se termine, en amont, par une petite gorge étroite sciée dans la couche de grès durs (grès quartzites d'une puissance de plus de 10 m) qui constitue la corniche. Par cette gorge se vide, et surtout a dû se vider autrefois, un petit bassin dégagé entre cette couche dure et celles, plus élevées, du synclinal perché qui ont donné les hauteurs de l'Umbe. Au-dessous de la corniche, une carrière exploitée permet de constater l'existence de grès jaunes, plus tendres, et de calcaires gréseux. C'est à leur présence qu'est due celle du talus de plusieurs dizaines de mètres de hauteur (de 70 à 150 dans le cas du Lañamendi) qui sépare le glacis de la corniche. Le flysch tendre n'apparaît qu'au niveau du knick (90 m environ) dont on s'explique ainsi la brutalité.

En poursuivant son chemin vers l'Est, on y retrouve la même alternance de croupes plates et de vallons. La dissection des cours d'eau qui ont creusé ces vallons a été énergique, si l'on en juge par certains bassins amont plus largement dégagés (fig. 91). Cependant, les parties conservées ne sauraient prêter à équivoque; il ne peut s'agir de croupes d'interfluve modelées par le même système d'érosion que celui qui a dégagé les vallons; leur parfaite planitude peut encore être appréciée à Derio, en particulier, des deux côtés de la route de Bilbao à Munguía (fig. 91) et, plus à l'Est, à Goitielza. Ces éléments de glacis sont tous situés au pied de buttes alignées qui, jusqu'au secteur de Zamudio, paraissent toutes provenir de la mise en valeur de la séquence dure qui a donné la corniche du Lañamendi. A partir de Zamudio, cette séquence disparaît, et les glacis, en particulier le très bel élément de Goitielza, partent du pied d'une autre série de buttes dures, qui, elle, doit prolonger celle du bord sud de l'Umbe, et dont on retrouve les éléments alignés en arrière de la série du Lañamendi. Comme nous l'avons signalé en étudiant la structure, cette continuité peut n'être, dans les deux cas, que relative, le relais des couches dures se faisant souvent en coulisse. Pour la même raison, on ne saurait s'étonner de trouver quelques interruptions des glacis. Elles sont dues à des reliefs résiduels provenant de passées plus dures du flysch. C'est vraisemblablement le

(22) HAZERA J. (1962). Les cailloutis anciens en Biscaye...

cas de la butte située au Nord-Est de l'aérodrome de La Campa, installé, lui, sur un élément de glacis à peine retouché. C'est aussi le cas de la butte allongée de l'Irurimendi à l'extrême Est.

La plupart des éléments de glacis conservés ont l'allure «pédonculée» à laquelle conduit la presque coalescence des bassins amont des petits cours d'eau qui les séparent. C'est, en effet, en amont, que ceux-ci ont attaqué le plus profondément, et partant le plus largement, par recul des versants, à mesure que leur tête progressait et que le profil d'ensemble se régularisait.

3 — La cuvette d'Amorebieta

Pas plus que nous ne l'avons fait dans la zone sud de notre domaine, nous n'avons l'intention de passer en revue tous les vestiges de formes de la zone nord-est dont il est possible qu'elles aient été modelées par les systèmes d'érosion préglaciaires; mais nous ne saurions négliger un autre secteur-clef, celui de la cuvette d'Amorebieta (fig. 82), ouverte, comme celle d'Asua, dans le flysch du Crétacé supérieur. La convergence «en étoile» des petits cours d'eau qui la drainent n'a aucun rapport avec le dispositif structural, en gros, monoclinal; elle semble ne pouvoir être attribuée qu'à l'installation ancienne de ces cours d'eau sur les flancs d'une cuvette presque circulaire. La multiplicité des incisions linéaires postérieures, et la facilité avec laquelle elles ont pu s'inscrire dans le flysch tendre, n'a guère permis la conservation des formes anciennes. Le centre de la cuvette a été bien nettoyé; l'auge alluviale de l'Ibaizabal, façonnée à l'époque postérieure, celle des grands écoulements de la période froide, y a, par endroits, plus de 500 m de large. Il subsiste, cependant, en interfluve, entre les «branches de l'étoile», près du centre, des éléments de glacis parfois fort nets, comme celui sur lequel est installée la route d'Amorebieta à Guernica, celui du hameau de Caiganeca, ou celui au pied duquel est construite la gare. En amont, par contre, les bords de la cuvette ont été profondément entaillés par les têtes des cours d'eau. Quelques petits affluents plus récents se sont même adaptés à la structure, mettant mieux en valeur l'inadaptation du reste du réseau.

On est étonné de constater que cette cuvette s'est vidée latéralement vers le Sud-Ouest, où l'Ibaizabal a traversé les alignements durs du complexe gréseux supra-urgonien, au lieu de continuer son chemin dans la bande tendre du flysch. Il semble fort qu'il y ait eu là une préparation tectonique «faille ou pli aigu», dit P. Rat (23). C'est donc, indirectement, cet accident structural qui a pu être à l'origine du modelé en cuvette de cette partie de la bande. L'étroitesse de cette dernière, dans ce secteur, la destinait, en effet, plutôt à être transformée en couloir, comme c'est le cas entre le bassin de Durango et Amorebieta; mais, en permettant l'évacuation latérale de l'eau en excès, la blessure du Sud-Ouest a livré à l'érosion aréolaire un domaine plus étendu qui a permis le modelé en cuvette.

On notera, à l'Ouest, la capture d'une partie de l'ancien réseau de la cuvette par l'Amorebieta, court affluent de l'Ibaizabal dont la tête a travaillé activement.

D — L'HABILLAGE FINAL ET SON ÉTAT ACTUEL

FEUTRAGE FINI-GLACIAIRE ET SOLIFLUCTION POST-GLACIAIRE

Les formes des pays du Nord-Est sont, comme toutes celles de la Biscaye, à l'exception de rares abrupts, recouvertes d'un manteau de formations superficielles qui adoucit les ruptures de pente. Il est, dans ce secteur, particulièrement épais, ce qui nous a conduit à lui consacrer une étude plus détaillée que dans les zones précédemment décrites. En bien des endroits ce manteau a estompé les formes structurales mineures; c'est le cas, en particulier, dans le flysch du Crétace supérieur ou de l'Eocène inférieur. Il a aussi adouci les formes des

---

(23) P. RAT. Thèse p. 414.

incisions énergiques léguées par les écoulements abondants du Quaternaire froid. Le raccordement du sommet de leurs versants pentus avec les formes perchées préglaciaires se fait maintenant par un arrondi. A la base, dans les secteurs où il y avait eu dégagement d'une auge, le contact avec la nappe alluviale est dissimulé par ces formations colluviales descendues du versant. Dans les petits vallons, où il n'y avait eu que creusement en V, c'est toute la partie basse qui est envahie et a l'allure d'un fond de berceau.

Les exemples de ces reliefs adoucis et de ces colmatages sont innombrables. On n'a cependant pas toujours la possibilité d'observer des versants complets. Dans les parties bien cultivées, qui sont très étendues en Biscaye, la division en petites parcelles les défigure et les façons culturales sont conduites de telle manière que, dans les sols épais, on a presque des terrasses et, en tout cas, des rideaux de culture dépassant souvent le mètre. D'autre part, un intense reboisement gagne très rapidement sur les parties réservées autrefois aux près et aux landes et rend toute observation impossible dans des périmètres étendus. C'est pour ces motifs que nous croyons utile de signaler quelques secteurs, d'accès facile, où les formes sont bien conservées.

On trouve, par exemple, des vallons en V aigu, au fond colmaté en berceau, non cultivés, en raison de la forte pente de leurs versants, au pied de l'Umbe. Ils sont visibles au Nord de Lujua, des lacets de la route de Bilbao à Plencia entre les Km 10 et 11 (fig. 91). La vallée de l'Arechabalagaña, petit affluent de l'Ibaizabal dont le bassin amont s'appuie sur l'Urculu et sur le Vizcargui (fig. 91) présente de très bons exemples de colmatages épais de formes beaucoup plus ouvertes qu'on peut observer facilement des Km 15 à 17 de la route qui relie Larrabezua à Guernica par Morgaondo.

Ces exemples ont été choisis dans le flysch crétacé, mais d'autres, du même genre, peuvent être pris dans des formations différentes. C'est ainsi que les têtes de vallons de l'échine schisto-gréseuse Archanda-Santo Domingo, au Nord de Bilbao (fig. 91) sont toutes colmatées en fond de berceau, comme on peut le constater de la route de crêtes.

Ces convergences pourraient étonner, au premier abord, lorsqu'on se souvient du rôle déterminant que nous avons été amené à attribuer aux différences lithologiques dans la genèse des grandes formes. La bande axiale éocène, armée de grès durs, se distinguait franchement des gouttières creusées des deux côtés dans le flysch tendre, et celles-ci étaient, elles-mêmes, bordées de reliefs plus solides, modelés dans un complexe gréseux. Mais, on se souviendra aussi que, dans les formations éocènes, si les gros bancs gréseux donnent toute la charpente structurale, ils ne sont qu'un accident dans une série sédimentaire dans laquelle domine *le flysch marno-gréseux,* tout comme dans les formations du Crétacé supérieur. Quant au complexe gréseux supra-urgonien, il contient assez de marnes ou de schistes tendres pour que les ressauts dûs aux gros bancs y soient aussi fort adoucis par la présence d'abondantes formations colluviales. En un mot, s'il est bien évident que la composition du manteau d'altération, dont nous observons partout l'existence, n'est pas exactement la même dans chacun de ces secteurs, on n'a pas de peine à comprendre qu'il soit partout argilo-sableux, seule la proportion de sable pouvant varier.

L'étude de ce manteau est rarement facile, les bonnes coupes étant peu nombreuses et partielles. Les rectifications du tracé des routes nous ont fourni les meilleures, parmi lesquelles nous citerons celles de la route de Bilbao à Asua qui traverse l'échine schisto-gréseuse d'Archanda, route à grande circulation entièrement recalibrée pour offrir un dégagement rapide à l'industrie qui déborde maintenant du cadre étroit de la ría. De profondes tranchées y recoupent, à mi-pente, plusieurs petits vallons monoclinaux et en donnent ainsi un profil transversal complet. Sans qu'on ait affaire à un véritable flysch, les formations ainsi recoupées sont constituées, en majorité, de couches minces de schistes tendres, de marnes du-

res et de grès. Des bancs de grès plus francs, de dureté moyenne, constituent l'armature des interfluves, leur puissance varie de quelques centimètres à quelques décimètres; ils se divisent facilement en parallélipipèdes: pavés ou plaquettes.

Deux traits très intéressants sont parfaitement mis en évidence par les coupes (Pl. XVII-A). C'est d'abord l'existence, au sommet des formations en place, et au-dessous du sol véritable, d'un pavage constitué par des débris des grès dont nous venons de parler. Ce pavage continu s'étale sur tout le versant; une partie a donc parcouru un trajet assez long à partir de la zone de production, celle des bancs durs. On a l'impression que l'ensemble, non classé, a progressé par reptation, comme sur un tapis roulant; ceci est confirmé par la position des blocs plats, parallèles à la pente. Ce pavage est recouvert d'un sol argilo-sableux dans lequel ne subsistent presque pas d'éléments grossiers, et, en tout cas, pas de gros bloc. Ce sol a été très remanié par les façons culturales, ce qui confirme que l'aspect actuel extérieur des versants cultivés est de peu d'intérêt pour l'étude de leur habillage naturel. On peut constater ici que les gradins créés par l'homme atteignent vers l'amont la roche en place tandis qu'en aval le sol remanié a plus d'un mètre d'épaisseur (24).

Le deuxième trait mis en évidence par les coupes est le fauchage des couches en place subverticales dans le sens de la pente, fauchage se manifestant donc dans deux directions opposées à partir des bancs durs des interfluves. Ceux-ci sont moins affectés, car ils n'ont pas la souplesse des couches minces qui se comportent comme un flysch. Le ploiement de ces dernières couches, bien facile à observer, en raison des différences de couleur des strates, entraîne même, parfois, des plications supplémentaires en profondeur.

Peut-on, à partir de ces traits, formuler quelques hypothèses concernant les processus? Il est évident que le pavage étalé sur les versants est une formation colluviale descendue lentement grâce à la pâte constituée par les débris des couches tendres et servant d'agent de transport. L'ensemble nous rappelle, sans conteste, les mélanges de grèzes calcaires, et de matrice issue des marnes, qui colmatent nos vallons en fond de berceau au pied de la haute cuesta. Mais si, dans le Valle de Mena, nous avons conclu au rôle prééminent des processus du froid, il est plus difficile de déterminer leur part exacte ici. Nous aurions pu être porté à la minimiser à priori, dans ce bas pays et si près du littoral, si d'autres, avant nous, dans des régions adjacentes situées à peu près à la même altitude et à la même distance de la mer, n'avaient apporté la preuve de leur rôle morphogénétique. Après les travaux de H. Enjalbert (25) qui mirent l'accent sur les traces, en Aquitaine, d'un épisode froid et sec à la fin de la période glaciaire, G. Viers a montré que, dans le pays basque français, «le modelé (engendré sous climat aride et froid) qui caractérise la moyenne montagne a son équivalent dans le bas pays aujourd'hui verdoyant». Ce dernier auteur pense, cependant, que «la morphogénèse tardiglaciaire n'a sans doute pas eu la même rigueur dans ce bas pays que dans la montagne» (26).

Dans le cas qui nous intéresse, si les traînées de blocaille, au-dessus des couches tranchées, nous rappellent bien les coulées que nous avons déjà étudiées dans les vallons du talus du Valle de Mena (27), certains autres traits nous manquent pour affirmer qu'on avait affaire à un système d'érosion dans lequel l'action du froid prédominait. La cryoclastie en particulier, n'est pas évidente; mais il en est souvent ainsi en ce qui concerne les roches non calcaires, pour lesquelles il est difficile de distinguer les fentes dues au gel de celles prove-

---

(24) Une preuve supplémentaire du bouleversement total des sols nous a été fournie dans d'autres secteurs de ce chaînon, où nous avons vu, lors de défrichements profonds, arracher, et mettre en tas pour en faire des murs, les éléments supérieurs du régolite, de façon à obtenir un sol de profondeur uniforme en éliminant le sommet des bancs durs.

(25) H. ENJALBERT. 1950. Observations morphologiques sur les Landes... 1951. Les vallées sèches... 1952. Les plateaux et les gorges du Viaur...

(26) VIERS G. Thèse p. 511 et 510.

(27) Chapitre I.

PLANCHE XVII

A — Solifluction de versant finiglaciaire, route de Bilbao à Asua.

B — Coulée de versant post-glaciaire — Talus nord de l'Oiz.

nant de «l'exploitation physico-chimique d'une diaclase» (28). De même, le fauchage du sommet des couches ne nous paraît pas devoir être forcément le résultat d'un processus périglaciaire. Bien qu'il ait été décrit par J. Tricart comme caractéristique d'un effet mécanique imposé au substratum par la descente d'une lame de cryoturbation, substratum dont le sommet aurait été désagrégé par le gel (29), il semble que le même phénomène puisse se produire sous la simple influence de la gravité, sous climat tempéré humide, l'humidité ayant pu préparer le sommet des couches. Du moins peut-on être certain que ce fauchage est post-glaciaire puisque ses effets peuvent être observés sur des versants provenant de l'entaille des cours d'eau d'époque glaciaire.

S'il est difficile d'apprécier le rôle exact du froid dans la mise en place du manteau superficiel qui estompe les formes, il semble que celui d'une certaine sécheresse du climat soit indéniable. L'eau ne paraît, en effet, avoir joué qu'un rôle discret dans la descente de la couverture de blocaille, aucune trace de ravinement n'étant révélée par les coupes. D'ailleurs, le fait que ce manteau ait pu se constituer sur les pentes suffit à démontrer que l'humidité était au moins inférieure à l'actuelle; nous verrons, en effet, bientôt, que, postérieurement, il a glissé et glisse encore, un peu partout, après imbibition, et qu'il est même parfois arraché; ceci, bien que la végétation y soit maintenant solidement installée, ce qui ne pouvait être le cas lorsqu'il se formait.

Ces déplacements de masse d'une grande partie des formations superficielles qui recouvrent les versants et colmatent les talwegs des vallons, déplacements dont certains sont actuels ou subactuels, rendent souvent très difficile l'appréciation du rôle qu'ont eu les actions finiglaciaires. On ne pourrait lever la difficulté que par l'étude de coupes continues d'une grande étendue; elles seraient les seules à pouvoir donner une idée de l'enchaînement des processus sur un versant. Malheureusement, des coupes du genre de celles de la route d'Asua sont très rares; on est donc obligé de se contenter d'observations faites sur les quelques mètres carrés mis à nu sur un talus à l'occasion de travaux d'entretien des routes. On doit alors tenir grand compte de la situation topographique sur le versant de ces minuscules «fenêtres» et de la situation topographique, par rapport à elles, des divers affleurements pouvant avoir fourni les éléments du manteau. On est, en effet, exposé à tirer des conclusions générales fausses de l'observation d'un secteur trop réduit, car la variété des complexes lithologiques qui constituent cette partie de notre domaine est très grande. Il est donc très rare qu'un versant soit modelé dans une formation homogène, ou même dans une série de séquences semblables, de sorte qu'il est très difficile de déterminer de quelle partie du versant provient une formation colluviale et, par conséquent, d'étudier son cheminement sur ce versant.

Nous n'avons pu observer de longs versants continus que dans les formations marno-gréseuses, à peu près homogènes, de l'Eocène inférieur, situées sous le grand crêt gréseux septentrional du massif de l'Oiz. On a une bonne idée de leur profil en les observant de l'Est, du Km 40,5 de la route de Durango à Marquina, ou, mieux encore, de l'Ouest, du Km 33,5 de la route d'Urruchua à Guerricaiz (dite du «balcon de Vizcaya» car la vue s'y étend jusqu'à la ria de Guernica). Non loin de ce dernier observatoire, on voit, de près, la partie supérieure du versant situé sous le feston 802 (fig. 86), l'un des rares à ne pas avoir encore été reboisé en pins au moment où nous écrivons ces lignes.

Bien qu'on ne puisse atrribuer aux retouches finiglaciaires tout le modelé du versant, certains de ses traits rappellent l'action de leurs processus. Sa partie supérieure, dont la pente a environ 30°, évoque le versant réglé par éboulis de gravité. La réduction de cette pente à moins de 20°, à mi-versant, doit être due à l'adjonction de débris beaucoup plus fins provenant de la désagrégation du flysch marno-gréseux. A partir de là, les particules fines dominant, la descente des matériaux, lente et uniforme, devait se rapprocher d'un creep, bien

---

(28) BIROT P. Quaternaire et morphologie. Colloque de Lyon du C.N.R.S. Paris 1954, p. 83.
(29) TRICART J. Le modelé périglaciaire. Cours C.D.U. p. 104, légende de la fig. 39.

qu'il soit probable que la solifluction ait déjà joué un rôle. L'humidité devait cependant être réduite, puisque cette couverture a été assez bien conservée sur ce sommet du versant, alors que l'examen de ses parties basses permet de constater ce qu'elle est devenue lorsque, postérieurement, l'humidité a augmenté. On peut y observer les traces plus ou moins récentes de véritables arrachements, avec de grandes niches de décollement et des coulées de plusieurs dizaines de mètres de long; l'une d'elles doit être récente, puisqu'elle a traversé la route vers le Km 32,5 (Pl. XVII-B). Le décollement a été aussi sûrement amorcé sur la partie supérieure, mais les eaux qui percolent dans le manteau argilo-sableux ne s'y concentrent pas comme en aval, et la solifluction n'y a provoqué que des loupes et des banquettes (pieds de vache) dont les bossellements, régulièrement répartis, sont bien visibles par éclairage frisant.

Les effets de la solifluction peuvent être observés en bien d'autres endroits de ces pays du Nord-Est et pas exclusivement dans la zone du Flysch proprement dit; ils sont un des traits caractéristiques de leurs paysages et méritent une étude détaillée qui aura l'avantage de mieux nous faire saisir ce qui peut subsister du modelé finiglaciaire dans les formes actuelles. Il n'est, en effet, pas facile de faire, en ce qui concerne ces dernières, la part d'un passé relativement récent et celle d'un «actuel» déjà, en partie, passé. Il est encore plus difficile de déterminer la part de ces phénomènes qui a été provoquée par la modification du couvert végétal par l'homme. L'emprise de celui-ci a été très forte en Biscaye. Elle fut même plus forte autrefois: d'anciens rideaux de culture, situés à mi-pente, révèlent que bien des près, paraissant naturels, ont été installés sur d'anciennes parcelles labourées. Que penser même des parties élevées des versants occupées, il y a encore peu d'années, avant le reboisement actuel en pins, par des landes à fougères? Il est très probable que la forêt originelle y avait été détruite par les pasteurs en quête de pâturages.

Il n'empêche qu'on voit encore se produire des décollements et des mouvements de masse sur des fractions de versant non cultivées où subsistent des taillis épais. Bien que ceux-ci ne puissent être considérés comme un couvert naturel, ils devraient freiner ces phénomènes. C'est donc bien que l'équilibre des sols n'a pas été rompu exclusivement par le défrichement, mais aussi, comme nous l'avons vu et le verrons encore, par l'augmentation de l'humidité.

Ces mouvements de masse affectent divers aspects. Si la pente n'est pas trop forte le déplacement se réduit à quelques décimètres et la niche est d'ordre métrique. Si la pente est plus forte, on peut avoir une véritable petite coulée de versant de plusieurs mètres de long. Les matériaux de ces coulées sont généralement peu brassés; les sols herbeux des paquets décollés restent souvent parallèles à la surface pendant cette translation. Mais il nous a été donné d'observer des coulées de versants ayant l'allure d'un petit appareil torrentiel, avec cependant la grande différence qu'entre la niche faisant bassin de réception et un cône de déjection très grossier, les matériaux décollés forment une traînée en relief sur le versant.

Si les loupes et les petites coulées de versant attirent l'attention par leur multiplicité, le rôle des coulées de vallée dans la morphogénèse post-glaciaire est au moins aussi grand, car elles sont plus nombreuses qu'il n'apparaît au premier abord. On pourrait presque affirmer que chaque vallon en a été le théâtre à un moment ou à un autre. Une étude minutieuse permettrait de cataloguer un assez grand nombre de ces coulées actuellement figées, ou plus ou moins défigurées par les reprises d'érosion, mais souvent, surtout, dissimulées par la végétation. Un fond qui n'est plus «en fond de berceau», mais convexe et agrémenté de bosses, un écoulement qui n'est pas au centre du vallon, révèlent souvent ces déplacements d'une partie de la couverture.

Ayant eu la chance de pouvoir étudier une coulée de ce type immédiatement après le moment où elle s'est produite, et ayant pu en suivre l'évolution pendant une quinzaine d'années, nous la décrirons avant d'en signaler quelques-unes plus anciennes. Cette coulée se produisit, à la suite de l'automne exceptionnellement pluvieux de l'année 1950, sur la face nord du chaînon Umbe-Berriaga, dans le flysch du Crétacé supérieur. Elle occupa, sur une

longueur d'environ 700 m, tout le fond d'un petit vallon situé au lieu-dit Maurolas, à l'Ouest de la route de Bilbao à Munguia (fig. 91), entre les Km 11 et 12 (30). Sa largeur était d'environ 50 m en amont et de 20 m en aval. Au dire des riverains, la mise en place de cette coulée fut rapide et bruyante. La rapidité est vraisemblable, si l'on se fonde sur l'observation du faciès de lave assez liquide de la langue terminale qui coupa la route entre les fermes Ambe et Beasco. Le bruit paraît bien moins certain, bien que de nombreux arbres, et en particulier de grands pins, aient été arrachés assez près de ces fermes.

Le décollement principal se produisit dans la tête du vallon, à 150 m d'altitude environ, c'est à dire à quelques dizaines de mètres en contrebas de la crête du chaînon. L'extrémité de la coulée descendit jusqu'à 65 m d'altitude environ. Malgré l'existence d'eau en assez grande abondance, révélée par le faciès de la partie aval, le départ, en amont, se fit par gros paquets dont certains atteignaient plus d'un mètre dans leur plus grande dimension; leur cohésion était due à la présence d'une épaisse couverture de graminées et d'ajoncs aux racines profondes. Il en résulta un aspect en marches d'escalier de cette partie amont. Latéralement, et malgré le porte à faux créé par la descente progressive des parties centrales, la même cohésion *en surface*, renforcée par l'existence de plantations de pins, freina le décollement sur les versants. Sur la rive droite, en particulier, de profondes crevasses s'ouvrirent, parallèlement au talweg, mais, en avant de ces crevasses, une bande continue de terrain resta perchée. Ces formes de détail ont de l'importance, car elles montrent que la couverture n'aurait probablement pas lâché si le substratum n'avait pas été très favorable à l'imbibition. Une étude de la structure, qui peut être utilement complétée sur la coupe que fournit la grand'route parallèle au vallon, montre, en effet, qu'on a affaire à un flysch marno-gréseux très tendre avec, de loin en loin, des bancs de grès dur. Les pendages, peu élevés, sont contraires à la pente. Il est probable que les bancs durs formèrent barrage et freinèrent, en partie, la descente des eaux de ruissellement sur le versant, leur permettant ainsi d'imprégner les sols relativement sableux et d'être longtemps au contact des parties supérieures des marnes feuilletées. Ainsi fut créé, en profondeur, un état solifluidal qui permit le départ de la coulée lorsque les sommets des couches dures, également désagrégés, finirent par céder, sous l'influence de la gravité.

Une partie des matériaux arrachés en amont arriva en très gros morceaux dans la partie moyenne de la coulée, où leur progression fut ralentie par la diminution de la pente et par la présence d'un petit bois de pins, âgés d'une quinzaine d'années, et dont une partie résista au coup de boutoir.

En aval, les arbres ayant interdit la progression des très gros paquets, tandis que l'eau n'était pas arrêtée, nous avons vu que la coulée était constituée d'une lave plus fluide; elle gardait, cependant, un profil transversal nettement convexe et une surface bosselée due à de petites mottes entraînées par l'eau. Le phénomène s'étant produit lors de fortes précipitations, un écoulement latéral s'organisa immédiatement.

Il nous a paru très intéressant d'observer comment avait évolué cette coulée en une quinzaine d'années, de façon à pouvoir faire des comparaisons avec les remplissages de vallées observés ailleurs et dont nous ne connaissions pas l'âge. Comme on pouvait s'y attendre, lorsqu'on avait vu la coulée dans son état initial, l'évolution fut très différente selon le secteur considéré.

Le secteur amont a gardé bien des traits de l'état dans lequel il se trouvait juste après le déclenchement de la coulée. Au- dessus de la zone d'arrachement subsiste, dans la tête du vallon, un épais culot terreux solidement accroché par les racines des ajoncs. Certaines crevasses latérales n'ont guère changé d'aspect. Si le chaos central s'est un peu adouci, en surface, il reste très divisé par les rigoles qui ont contourné les paquets dès que le ruissellement a repris, et atteignent maintenant parfois plusieurs mètres de profondeur.

---

(30) Sur la carte topographique au 1/50.000 (Bilbao) on n'a pas figuré ce vallon qui entaille cependant profondément le flanc de la croupe Mantuliz. C'est là un exemple caractéristique de la médiocrité du figuré du relief sur ces cartes. Seules les photographies aériennes permettent de situer exactement la coulée.

Le secteur moyen a conservé l'allure très bosselée qu'il avait à l'origine. Plusieurs visites nous avaient d'ailleurs montré que ce modelé s'était même affirmé pendant les premiers mois qui suivirent l'arrachement. Le ruissellement postérieur à la coulée créa, en effet, entre les gros paquets terreux, un réseau de rigoles anastomosées dont il subsiste encore des traces aujourd'hui, bien que l'écoulement principal se soit réinstallé sur le bord droit de la coulée. Une partie des matériaux enlevés dans ce secteur a dû être redéposée un peu en aval. On y trouve, en effet, un relief plus continu mais où subsistent de grosses bosses que seul peut expliquer l'entassement, à l'origine, de paquets très solides liés par la végétation. Les blocs de grès en provenance des séquences dures sont, en effet, peu volumineux; ils dépassent rarement le décimètre cube. Ce secteur a été à peu près reconquis par la végétation naturelle, puis aménagé très sommairement, partie par plantation de pins, partie en une très médiocre prairie dont le produit doit surtout servir de litière, car le drainage indécis de cette zone se manifeste par des traînées de joncs sur le tracé des rigoles anciennes.

En aval, enfin, en raison du triage des matériaux, la texture fine a permis une mise en culture presque immédiate, après épierrage sommaire.

Ces remarques concernant l'évolution d'une coulée actuelle devraient nous être d'un certain secours pour apprécier l'âge de celles que l'on observe dans bien d'autres vallons. Le fait que cette évolution paraisse relativement lente nous incite à penser que certaines, dont les formes sont bien conservées, ne sont pas aussi récentes qu'on aurait pu le penser au premier abord. Mais cela reste très vague; sont-elles, par exemple, d'époque historique, ou beaucoup plus anciennes, tout en étant, bien entendu, post-glaciaires, puisque nous les trouvons dans les vallons creusés par les écoulements de l'époque glaciaire? H. Enjalbert estime que les phénomènes actuels ne se manifestent qu'assez rarement et sont, le plus souvent, déclenchés par l'action de l'homme (31). Cet auteur reporte dans un passé relativement lointain l'origine des coulées figées qu'il a observées; il pense qu'elles se sont produites au Mésolithique, au cours d'un bref intermède climatique ayant apporté, momentanément, une humidité suffisante pour rompre l'équilibre de la couverture qui s'était constituée pendant l'époque froide et sèche de la fin de l'époque glaciaire. G. Viers pense aussi que les belles coulées qu'il a étudiées sont préhistoriques; il les situe au début de la phase «atlantique» (32). Dans cette hypothèse, comme dans celle proposée par H. Enjalbert, c'est par milliers d'années que se chiffrerait alors le temps écoulé entre la mise en place de ces coulées et celle que nous avons étudiée à Maurolas. Pourtant, la coulée de Lohilouz dont G. Viers donne une photo (33) ressemble beaucoup à celle de Maurolas dans l'état où elle se trouvait quinze ans après sa mise en place. L'aspect d'ensemble actuel est donc un critère délicat à utiliser pour une datation un peu précise. Il semblerait qu'on puisse mieux se fonder sur l'état d'avancement de l'incision provoquée par la reprise d'un écoulement linéaire dans la vallée, mais les conditions locales peuvent être assez différentes d'une vallée à une autre.

En raison des phénomènes actuels que nous y avons observés, nous sommes cependant enclin à considérer que, *dans notre domaine,* les phénomènes de solifluction boueuse sont historiques pour une partie assez importante. G. Viers a d'ailleurs fait lui-même remarquer que, si, dans le pays basque français ces phénomènes «appartiennent au passé», ils sont plus nombreux dans les provinces espagnoles du Guipuzcoa et de la Biscaye «encore plus arrosées et où, surtout, le tapis végétal a été modifié profondément par l'homme» (34). En ce qui concerne ce dernier point nous avons signalé que, si les loupes se détachent généralement dans les prairies, les mouvements de masse qui déclenchent les coulées peuvent avoir raison de taillis solidement implantés.

---

(31) ENJALBERT H. Thèse p. 489-490.
(32) VIERS G. La solifluxion post-glaciaire autour des Aldudes...
(33) VIERS G. Thèse, planche XVI B.
(34) VIERS G. La solifluxion... article cité p. 168.

Pour permettre au lecteur des comparaisons, nous lui signalerons quelques secteurs d'accès facile où les phénomènes de solifluction sont particulièrement caractéristiques. Il est malheureusement à craindre que, dans quelques années, le reboisement intensif auquel on se livre dans ces régions, ne rende les observations impossibles, sauf à l'occasion de coupes forestières. D'autre part, les photographies aériennes, quoique antérieures à une bonne partie de ce reboisement, ne permettent qu'assez mal, à cause de leur échelle (1/40.000 environ), l'étude des coulées qui restent, malgré tout, des phénomènes mineurs.

On peut, actuellement, observer une coulée figée semblable à celle de Maurolas dans un vallon ouvert dans le flysch de l'Eocène inférieur, vers le Km 18 de la route de Larrabezua à Gueriquiz qui passe entre l'Urculu et le Vizcargui. Dans la tête du vallon, située au nord de la route, le remplissage finiglaciaire a tenu, malgré l'humidité et grâce à la végétation, tandis qu'en aval s'étale la coulée, au relief tourmenté et convexe.

Plus à l'Est, au Sud de Guernica, la route de Gorocica à Urruchua permet d'observer la descente, plus ou moins marquée, de l'épais manteau qui recouvre les croupes modelées dans le flysch de l'Eocène inférieur. Dans les vallons en pente douce, l'augmentation de l'humidité a simplement provoqué des irrégularités dans la rapidité de la descente, créant des bourrelets en travers du talweg. Dans les vallons anaclinaux plus raides, situés sous le crêt du Garoño, on se rend compte qu'il a dû y avoir de véritables coulées, à en juger par les gros cônes bosselés encombrant, aux confluents, la vallée principale monoclinale à pente réduite.

LES PLACAGES DE SABLES ANCIENS CONSOLIDÉS DE SOPELANA

Avant d'en terminer avec l'étude de l'habillage final des formes des Pays du Nord-Est, nous décrirons des formations superficielles d'un genre spécial qui nous ont paru présenter un intérêt tout particulier. Il s'agit de placages de sables consolidés et recouverts de végétation dont on ne soupçonnerait pas l'existence s'ils n'étaient exploités pour les moules de fonderie dans de petites carrières à ciel ouvert. Ceux qu'on peut observer facilement sont situés dans la zone littorale occidentale, entre la pointe d'Azcorri et la baie de Plencia, souvent très près du sommet des falaises, en particulier au Nord de Sopelana. Cette situation fait d'abord penser à des restes de dunes littorales. S'il en était ainsi, leur situation à 20 m au moins au-dessus de l'estran actuel obligerait, en tout cas, à les considérer comme plus anciens que les dunes situées à basse altitude, au fond de la baie de Gorliz (35). D'ailleurs l'étude des matériaux qui constituent ces placages nous amènera, comme nous allons le voir, à abandonner l'hypothèse d'une construction faite essentiellement à l'aide des sables d'un estran, même ancien.

Ces formations, épaisses de quelques mètres seulement (3 ou 4 au maximum) paraissent, au premier abord, de composition assez variée, si l'on en juge par leur couleur, généralement jaune vif, mais qui est, par endroits, presque blanche, et par leur texture qui se rapproche généralement de celle des grès fins très tendres, mais où apparaissent des couches plus compactes ressemblant à des kaolins, ou, au contraire, des poches de sables très meubles. Une exploitation, le plus souvent très anarchique, ajoute la confusion à la variété. L'entrepreneur enlève d'abord l'horizon supérieur, épais de quelques décimètres, et qui lui paraît, souvent à tort, inutilisable, parce que rendu grisâtre par podzolisation. Il fouille ensuite de-ci, de-là, recouvrant aujourd'hui ce qu'il a dégagé hier, et provoque, lui-même, une nouvelle sédimentation, soit involontairement en livrant des matériaux meubles aux eaux de ruisselle-

(35) Ceux-ci ont été étudiés, postérieurement à nos propres recherches, par F. HERNANDEZ PACHECO et J. ASENSIO AMOR dans: Contribución al estudio fisiográfico - sedimentológico del litoral cantábrico.

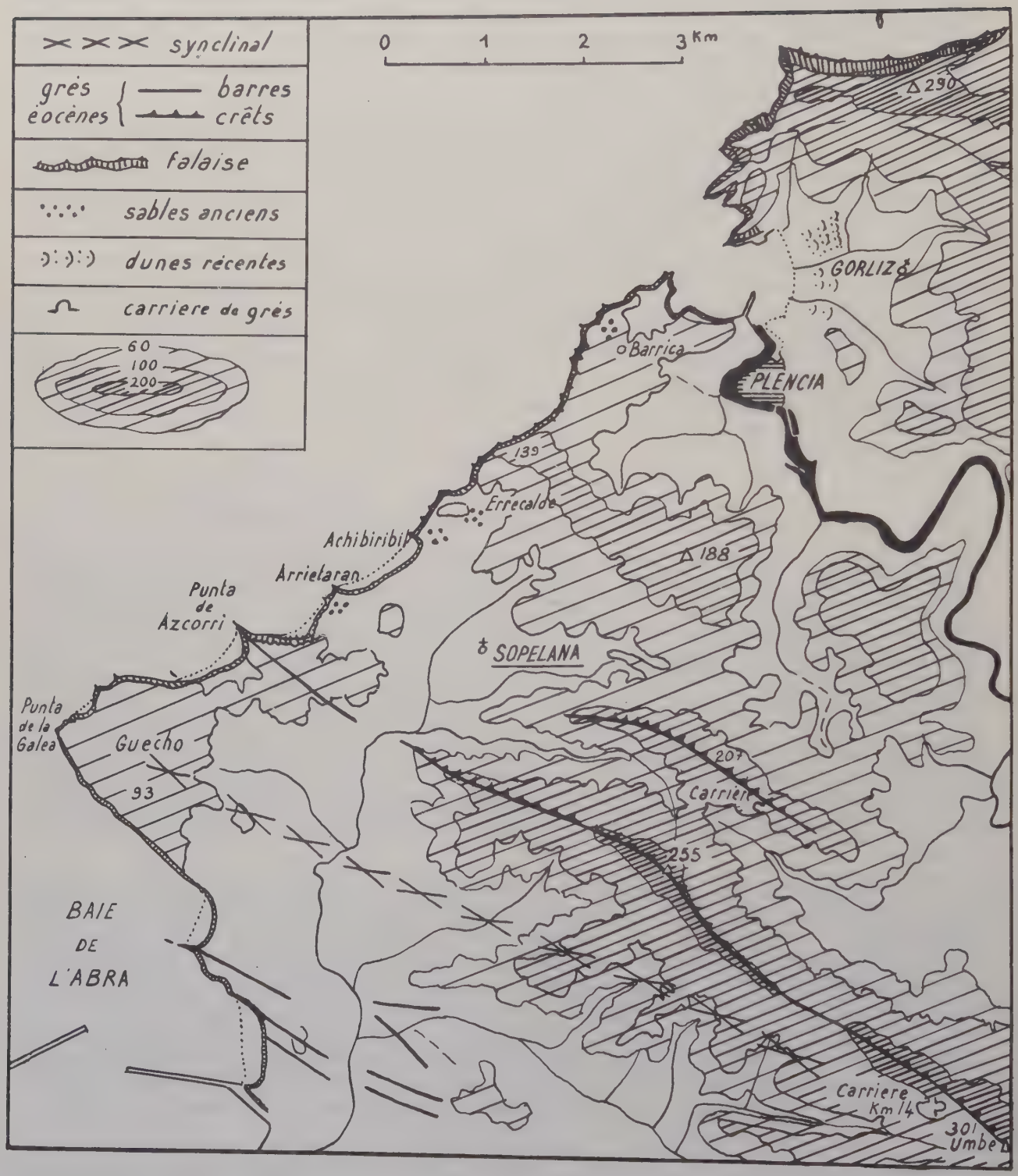


Fig. 92.—SITUATION DES PLACAGES DE SABLES ANCIENS CONSOLIDÉS DE SOPELANA.

ment, soit artificiellement en lavant les sables sur place et en les laissant se décanter dans de petits bassins obtenus par le barrage, en aval, des parties déjà exploitées. L'observateur peut ainsi être trompé sur la nature des formations originelles, à plus forte raison si la carrière est abandonnée, puis rouverte au bout de nombreuses années. En 15 ans, nous avons vu ainsi ouvrir et délaisser plusieurs de ces carrières. Au Nord d'Achibiribil, il ne reste plus rien d'un gisement qui fut très caractéristique, tandis que, plus au Nord, vers Errecalde, de belles coupes subsistent sur les côtés d'une carrière abandonnée, comme au Sud-Ouest de la plage d'Arrietara dans un gisement en exploitation. Au Nord de Barrica, enfin, une très vaste découverte a préparé l'exploitation des placages, en même temps que de la roche en place, à l'aide d'engins mécaniques puissants. (Fig. 92).

Au moment où nous écrivons ces lignes (1967), les coupes les plus caractéristiques sont celles d'Errecalde et d'Arrietara, faites à la pelle et à la pioche, et donc plus franches que celles ouvertes par les pelles mécaniques. Sauf dans sa partie supérieure, où un horizon grisâtre, épais de deux décimètres environ, doit représenter le résultat d'un lessivage révélant une longue évolution pédologique, la formation y est d'une belle couleur jaune vif, rappelant exactement celle de certains grès tendres de l'Eocène moyen du synclinal de Guecho situés à quelques kilomètres seulement. On est donc fondé à penser que là pourrait se trouver l'origine des éléments qui constituent ces formations superficielles. Cette hypothèse élimine d'emblée celle d'une coloration due à une rubéfaction sous climat chaud, postérieure à la mise en place. Une vérification s'imposait cependant, ce qui nous a conduit à entreprendre une étude morphoscopique comparative, à la loupe binoculaire, des formations de Sopelana et des grès tendres éocènes. En ce qui concerne ces derniers, nos prélèvements ont été faits dans une très vaste carrière située près de l'Umbe, au Km 14 de la route directe de Bilbao à Plencia par Asua. Nous avons également étudié les formations de pente mises en évidence par l'ouverture de cette carrière, et complété, enfin, l'étude des sables de tout ce secteur littoral par ceux de l'estran de Sopelana et des dunes de Gorliz.

L'analogie des aspects *macroscopiques* des grès tendres du flysch éocène et des formations de Sopelana est telle qu'il est pratiquement impossible de distinguer entre eux les échantillons provenant des deux gisements; outre la couleur, la texture est la même, celle d'un grès à grains fins à peine visibles à l'oeil nu, dont la cohésion est suffisante pour que les morceaux extraits de la masse gardent leur forme générale, bien qu'on puisse les casser à la main ou en séparer du sable par frottement avec les doigts. Devant une telle analogie nous croyons bon de répéter qu'aucun doute n'est cependant possible quant à la mise en place des deux formations. Les grès tendres éocènes sont intercalés entre des marnes gréseuses feuilletées et des bancs de grès durs, tandis que les formations de Sopelana sont plaquées sur les versants.

L'analyse morphoscopique des grès éocènes à la loupe binoculaire, révèle l'existence d'une majorité de grains peu usés de dimensions très variables, allant des limons aux sables de 0,3 mm environ.Les sables consolidés de Sopelana ont,aussi,les dimensions les plus variées, mais les grains les plus gros dépassent rarement 0,2 mm. Le degré d'usure des uns et des autres est à peu près le même: certains grains le sont très peu, d'autres ont les coins arrondis; dans une minorité de cas cet arrondi est plus poussé, mais n'atteint pas la vraie rotondité. Ces caractères communs rendent vraisemblable la constitution des placages à l'aide de matériaux provenant des grès. Quant aux modalités de la mise en place, la grosseur maximum, des grains, l'homogénéité de l'ensemble et la distance qui sépare les formations (de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres) autorisent l'hypothèse d'un transport éolien. Il ne peut, en tout cas, s'agir de formations colluviales de pente provenant directement des grès en place. Ce n'est pas que ces derniers ne puissent exister plus près qu'on ne le supposerait des dépôts de Sopelana, car les complications de la tectonique locale, dues à la souplesse du flysch, sont telles, dans ce secteur, que des paquets ou des écailles éocènes ont pu

être, par endroits, pincés dans de petits accidents du Crétacé supérieur (36); mais, les formations de pente que nous avons étudiées, grâce aux coupes de la grande carrière de l'Umbe, bien que comportant des fractions tout à fait semblables aux formations des placages, comportent aussi des graviers provenant de grès plus grossiers, ou des morceaux de grès tendres incorporés à la formation sans avoir été réduits préalablement en leurs éléments.

L'éventualité que les sables des placages aient été pris sur l'estran voisin, hypothèse qui semblerait la plus logique à première vue, est aussi en contradiction avec les comparaisons de matériaux que permet l'analyse morphoscopique. Qu'il ne s'agisse pas de la même formation que celle des dunes de Gorliz construites à l'Est de la baie de Plencia est d'abord évident, car celles-ci sont constituées de sables meubles et contenant beaucoup de fins débris de coquilles calcaires, presque autant qu'il y en a dans le sable de plage recueilli à Plencia ou à Sopelana, c'est à dire souvent de 20 à 30%. Il est vrai qu'il pourrait s'agir d'une formation de même origine, mais beaucoup plus ancienne, dont le carbonate de calcium aurait été *déplacé* après dissolution. Cependant l'absence de zone enrichie par précipitation ultérieure de ces carbonates rend l'hypothèse peu vraisemblable.

D'autres caractères différencient les matériaux constituant les placages de ceux de l'estran. Le plus net n'est pas le poli luisant plus poussé des grains de quartz roulés par la mer, soit que les matériaux originaux des placages proviennent aussi de grès d'origine marine, soit que les faibles dimensions des grains rendent leur usure plus lente. Par contre, la proportion des éléments très fins pourrait paraître un bon critère, car il y en beaucoup plus dans les sables des placages et des grès en place que dans ceux de l'estran ou des dunes. Cependant, l'ancienneté des placages n'étant pas douteuse, en raison de la cimentation et de la pédogénèse constatées, on ne peut affirmer que l'estran avait alors le même emplacement, ni que la granulométrie de ses éléments était la même que maintenant.

C'est, en fin de compte, l'existence de la fraction fine argileuse, vivement colorée, qui différencie le plus nettement les formations des placages des autres formations sableuses et conduit à admettre qu'elles proviennent des grès éocènes en place.

L'origine des éléments ne paraissant donc pas douteuse, bien qu'elle semble paradoxale, en raison de la proximité de l'estran, il nous faut revenir au problème de la mise en place des placages. Nous avons déjà indiqué que l'homogénéité de la formation et le faible calibre des éléments, dont les plus gros n'ont pas plus de 0,2 mm, conduisent à invoquer le vent comme agent de transport. Encore fallait-il que ces éléments fussent libres et donc que le climat soit sec, pour que la dessication les libère. Seul un climat sec pouvait aussi permettre une action énergique du vent, en raison de l'absence de végétation. Or, si l'on en juge par leurs emplacements, ces placages sont postérieurs au maximum glaciaire; ils sont, en effet, situés sur les versants des vallons qui ont entaillé, à l'époque glaciaire, les glacis modelés lors de l'étape préglaciaire. Il est donc vraisemblable de situer leur genèse au cours de l'épisode sec et froid de la fin de l'époque glaciaire que nous avons défini dans d'autres parties de notre domaine. C'est d'ailleurs aussi à cette époque que G. Viers situe les phénomènes éoliens qui ont recouvert de limons jaunes certains versants des plateaux sous-pyrénéens (37).

Mais, l'emplacement des placages par rapport aux zones susceptibles d'avoir fourni les sables qui les composent (fig. 92), n'est pas, au premier abord, facile à expliquer. Ils sont, en effet, situés sur des versants exposés au Sud-Est, c'est à dire sous le vent, par rapport aux vents dominants de Nord-Ouest soufflant de la mer, et il serait donc logique d'admettre que ce sont ces vents qui ont déposé, en arrière du versant «au vent», ou des falaises, du sable pris sur l'estran. L'analyse morphoscopique nous ayant révélé une autre origine de ces sables anciens (du moins pour leur majorité, car il est presque impossible de faire la part d'apports variés), il nous faut formuler d'autres hypothèses. Ces sables, pris au Sud-Est, pourraient

(36) RAT P. Thèse p. 447.
(37) G. VIERS. Thèse p. 510-511.

avoir été transportés par un vent de terre venant de ce côté, mais nous ne disposons pas, pour l'affirmer, de renseignements suffisants concernant la circulation atmosphérique à cette époque, et, à moins d'y voir un vent très local, cela impliquerait l'existence de placages semblables dans toute la zone de la charnière synclinale éocène. Il ne semble pas que ce soit le cas, mais il est toujours imprudent, dans nos régions, actuellement très couvertes par la végétation, de dresser un procès verbal de carence en l'absence de coupes nombreuses et récentes; nous l'avons bien vu en ce qui concerne les formations alluviales des grandes vallées.

Pour expliquer la présence des placages seulement sur les versants exposés au Sud-Est, on pourrait aussi admettre que tous les versants ont été d'abord recouverts, quelle que soit l'exposition, car il est certain que les vents dominants ne sont pas les seuls à pouvoir charrier des sables fins et qu'un saupoudrage général, fonction de vents changeant de direction, a été possible. Après ce saupoudrage les vents dominants auraient épousseté les versants orientés au vent et leurs dépôts seraient venus augmenter le volume de ceux situés sous le vent. Mais cette hypothèse se heurte aux mêmes objections que la précédente: les formations éoliennes paraissent limitées à une bande rapprochée du littoral.

On peut proposer une troisième hypothèse, consistant à considérer que ce sont bien des vents de mer, venant du Nord-Ouest qui ont construit les placages, et qu'ils en prenaient les éléments sur une partie du continent actuellement disparue. Il n'est pas nécessaire de supposer que celle-ci était très étendue, car le calibre des éléments les plus gros ne permet d'invoquer que des transports à petite ou à moyenne distance, quelques centaines de mètres vraisemblablement.

Cette hypothèse semble cependant, au premier abord, se heurter aux idées actuelles concernant la lenteur, avec laquelle les côtes reculent. Il semble, cependant, qu'il faille s'entendre sur les mots et que, si l'hypothèse d'une plateforme d'abrasion marine s'étendant indéfiniment, sans que le niveau marin ait changé, n'est pas défendable, la «faiblesse» de l'érosion marine n'interdit pas d'admettre comme vraisemblable le recul assez rapide d'une côte en roche tendre particulièrement exposée à la houle. G. Viers admet, avec L. Carez, que les falaises de marnes ou de flysch de la côte basque ont subi un recul notable au Quaternaire. Le dernier de ces auteurs «au vu des tourbières néolithiques actuellement entamées par la mer, chiffre à 2 ou 3 km le recul de la côte depuis leur dépôt» (38). Sa nature lithologique et sa situation face à la direction des grandes houles dominantes du Nord-Ouest permettent d'admettre que la partie du littoral que nous étudions a reculé dans des proportions du même ordre.

(38) G. VIERS. Thèse p. 518.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Même lorsqu'on pense avoir mis de l'ordre dans la moisson faite sur le terrain en quinze années de recherches, un ultime tour d'horizon n'est pas inutile. Il permet de situer à nouveau les grands problèmes, et de mettre encore l'accent sur ceux dont l'intérêt paraît dépasser le cadre local, en raison de leur caractère original. Il est, en effet, toujours difficile de mesurer, dès le départ, l'importance relative des domaines de recherches abordés.

I — LE RÔLE DE LA STRUCTURE

A — UN PREMIER SECTEUR DE STRUCTURE TRÈS SIMPLE AUX FORMES GRANDIOSES

La simplicité apparente de la structure d'une grande partie du secteur étudié pouvait faire illusion. Nous avions affaire, en gros, à une couverture sédimentaire et, qui plus est, toute la partie méridionale, à peine ployée, avait l'allure d'un grand monoclinal. De ce côté, nous eûmes, cependant, vite fait de nous convaincre qu'il ne s'agissait pas de formes banales et, lorsque nous dressons, aujourd'hui, notre bilan, nous n'hésitons pas à soutenir que la grande cuesta du Turonien aurait mérité la description détaillée que nous en avons faite, même si son revers ne nous avait pas apporté de précieux témoignages de l'évolution morphologique, en même temps qu'elle nous livrait des formes aussi curieuses que les «cuillères» du Brazuelo ou les «canales» de Dulla. Avec ses 650 m de commandement au-dessus d'Orduña, et ses 750 m, ou plus, dans le Valle de Mena, *la cuesta géante du Turonien* dépasse de 2 à 300 m en altitude le Jura Souabe, toujours cité en exemple en Europe. Mais, surtout, l'absence de percées sur une longueur de plus de 40 km donne une impression de mur infranchissable que l'on n'a pas dans le Jura Souabe dont le front est très divisé. Grâce à cette division, accéder aux vieux burgs, perchés au-dessus des abrupts émergeant des sapins est une promenade facile, tandis qu'atteindre le sommet de certains redents de la cuesta d'Orduña représente un exploit «d'alpiniste» ou, pour le moins, de «montañero». Accessible, cependant, par plusieurs routes qui permettent d'en avoir de belles vues en enfilade, cette cuesta mérite de devenir un but d'excursion classique pour les étudiants, d'autant plus que le système de cuestas dont elle n'est que le plus bel élément se poursuit au Sud et que, très près de là, la couverture sédimentaire plus mince, coincée entre l'énorme série des assises du Crétacé et le socle de la Meseta castillane, a donné des spécimens très variés de structure plissée postérieurement démantelée.

En ce qui nous concerne, ce dernier secteur, marginal par rapport au nôtre, ne nous attira que plus tard. Cherchant d'abord à nous rendre compte jusqu'à quel point les autres familles de formes de notre domaine dérivaient d'un dispositif structural aussi simple que ce-

lui de la cuesta, nous constatâmes que la ceinture des buttes de l'avant-cuesta, puis le chapelet des petits massifs armés de hogbacks qui lui fait suite, constituaient un paysage structural de transition parfaitement ordonné en fonction de l'exploitation du flanc d'un grand pli s'affirmant très progressivement vers le Nord. Nous pûmes croire, un moment, que ce grand anticlinal constituait l'épine dorsale de notre domaine et qu'ainsi notre étude devrait se borner, pour une grande part, à celle d'un relief aux proportions parfois grandioses mais assez peu original provenant du démantèlement d'une couverture sédimentaire aux plis simples.

B — UN SECOND DOMAINE DE STRUCTURE VARIÉE, DANS LEQUEL S'AFFIRME LE RÔLE DU SOCLE

Un second trait, mis en évidence par Adan de Yarza: la présence, un peu partout, des ophites du Trias, aurait cependant suffi à nous faire deviner que, les remontées diapiriques n'ayant pu se produire sans que la couverture soit brisée, celle-ci devait être plus mince en certains endroits, et les accidents qui l'affectent assez compliqués. Lorsque nous pûmes entrer dans le détail, d'abord grâce aux travaux de J. M. Rios sur le diapirisme, et plus tard grâce à ceux de P. Rat, nous nous rendîmes compte que ces accidents étaient de trois sortes: les uns, en effet, constituaient de simples cassures d'une couverture fortement plissée, d'autres comme les diapirs d'Orduña et du Valle de Mena provenaient d'une véritable perforation dans des couches non plissées, d'autres enfin, comme le coin soulevé de Ramales, reflétaient les cassures profondes du socle.

Ainsi nous était révélée l'influence, dans notre domaine, d'une structure qui ne résulte pas seulement, comme on pourrait le croire au premier abord, du plissement du manteau sédimentaire. Celui-ci, «s'il a joué pour son propre compte dans les détails, a épousé, dans l'ensemble, les déformations du socle» (1). On a affaire à ce que M. Casteras appelle une «tectonique de revêtement» (2) pour la distinguer d'une tectonique de couverture.

En dehors des cas bien précis que nous avons cités, de celui par exemple du grand coin soulevé de Ramales situé dans une zone à peine ondulée, il n'est cependant pas toujours facile de faire la part de ce qui, dans les formes structurales, provient de la mise en valeur de déformations superficielles et de ce qui est le reflet de déformations profondes. Grâce aux travaux de P. Rat nous avons su que la bande plissée éocène, dans laquelle nous avons observé des formes de type assez nettement jurassien, est affectée d'un grand accident longitudinal d'origine profonde. Une étude précise du même auteur nous a aussi permis de faire, dans les formes du chaînon de calcaires urgoniens cassants du Duranguesado, la part du plissement superficiel et celle des accidents profonds.

C'est dire que, en dehors du secteur monoclinal dans lequel les très puissantes formations du Crétacé ont réagi en bloc aux sollicitations tectoniques, nous avons eu affaire à des formes structurales d'interprétation beaucoup plus délicate, en raison des interférences orogéniques en rapport avec les mouvements du socle. Ces traits ont, certes, rendu notre enquête plus difficile, mais, en nous montrant l'importance de ces déformations, ils nous ont amené à supposer qu'il n'y avait pas de raison pour que ces dernières aient été limitées à des époques de paroxysme orogénique. C'est pourquoi nous nous sommes cru autorisé à fonder une explication de la grande reprise d'érosion, à laquelle nous devons toutes les grandes formes actuelles, sur l'hypothèse d'un soulèvement dû à une déformation assez récente de ce socle.

L'examen des grandes artères du réseau hydrographique nous ayant permis de juger du nouveau système des pentes, nous avons été conduit à supposer que, si le soulèvement a été assez uniforme au Sud, selon une ligne de flexion orientée à peu près dans le même sens que les plis formés antérieurement, la partie de la couverture située au Nord-Est n'a pas dû être solidaire. Ceci nous a valu la conservation dans ce secteur de restes de «surface» à une

---

(1) P. RAT. Thèse p. 505.
(2) CASTERAS M. (1933). Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales.

altitude très inférieure à celle du sommet de la cuesta. Mais, nous avons également constaté que ce décrochage est moins sensible à l'Est où il a dû être en partie compensé par le rejeu d'une flexure Nord-Sud, accident transversal en rapport avec le pli-diapir éventré de la ria de Guernica. Ce rejeu a d'ailleurs pu provoquer une nouvelle expansion du Trias ayant collaboré à la surélévation de la couverture de ce côté. Nous sommes, d'ailleurs, porté à admettre cette idée, proposée par plusieurs auteurs espagnols, en ce qui concerne diverses parties de notre domaine (3). Une lente tectonique continue y était favorable a une expansion du Trias, soit simplement parce que les blessures continuaient à s'ouvrir, soit parce que, là où l'érosion amincissait la couverture, celle-ci se boursoufflait, préparant d'autres accidents.

Les déformations de ce socle, qui ne se laissa jamais oublier au cours de l'orogénèse, ont aussi joué, avant le paroxysme, un rôle de premier plan lors des épisodes de construction des édifices urgoniens. Nous devons à ces déformations, les traits fondamentaux de notre zone médiane. Il n'y aurait pas actuellement d'amphithéâtre calcaire autour de Ramales, pas de bastion karstifié au pied du Gorbea ou de chaînon d'allure alpine dans le Duranguesado, si le socle déformé n'avait, au cours de l'Aptien, porté, dans ces secteurs, le fond du golfe basco-cantabrique à une altitude à laquelle les organismes constructeurs pouvaient vivre.

C — UN PAYSAGE URGONIEN TRÈS ORIGINAL

Après la cuesta géante du Turonien, il est bien certain que les formes les plus caractéristiques de la région que nous avons étudiée sont celles où apparaissent les calcaires urgoniens. Dégagés de leur contexte schisto-gréseux, ou marneux, par l'érosion différentielle, ils présentent une très grande variété. Celle-ci est due, d'une part, aux faciès changeants de la sédimentation, mais aussi aux accidents qui les affectent. Nous avons pu trouver, à l'Ouest, des dalles à peine déplacées aux grandes fractures simples, tandis qu'à l'Est la violence des mouvements tectoniques a presque broyé les calcaires du Duranguesado. Sur des formes si diverses, les processus de la désagrégation ont parfois travaillé si énergiquement qu'ils ont abouti à de curieuses convergences, au point que les bancs subhorizontaux décharnés de l'amphithéâtre de Ramales aient pu nous paraître subverticaux comme ceux du chaînon de l'Aitlluitz dans le Duranguesado. Il s'est plutôt passé le contraire en ce qui concerne la dissolution karstique; les formes du karst sont très spectaculaires là où elles ont pu se développer dans des masses peu affectées par des accidents brisants; elles sont cachées dans les profondeurs là où la division du matériau a permis l'enfouissement immédiat des eaux.

II — LES SYSTEMÈS D'ÉROSION

De l'énorme masse de matériaux enlevée lors du dégagement des profondes formes en creux qui constituent tout le modelé du versant atlantique, nous n'avons retrouvé qu'une partie très réduite, celle des étapes finales. On ne saurait s'en étonner, en raison de l'ampleur du soulèvement récent, soulèvement dont témoigne l'altitude actuelle des restes de formes mûres du sommet de la cuesta. Sur des pentes très accentuées, les matériaux enlevés furent facilement entraînés vers le niveau de base océanique qui était très rapproché.

.3) RIOS J. M. dans son article :Diapirismo» et les auteurs des cartes géologiques de Bermeo et d'Espinosa de los Monteros.

A — UNE ZONE-CLEF DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE SUR LE VERSANT MÉDITERRANÉEN: JUXTAPOSITION DES TÉMOINS D'UN PRÉGLACIAIRE SEMI-ARIDE ET D'UN GLACIAIRE TRÈS NET

La quasi-absence, sur le versant atlantique, de dépôts corrélatifs des étapes de la morphogénèse auxquelles on doit les formes les plus vigoureuses, nous a incité à chercher des secteurs de comparaison sur le versant méditerranéen. La découverte du très remarquable ensemble alluvial de la percée du Trueba nous a fourni une zone-clef de tout premier ordre pour l'interprétation, non seulement d'une étape importante de l'évolution des formes du terrain, mais, également, des étapes qui suivirent. Les dimensions remarquables de l'appareil torrentiel ancien construit par le Trueba à son arrivée dans la dépression monoclinale d'Espinosa et le faciès grossier des matériaux qui le constituent nous ont confirmé la puissance des systèmes d'érosion qui ont dégagé les grandes formes, et nous ont incité à supposer qu'ils ont dû s'exercer sous un climat semi-aride chaud, ou, tout au moins, à très grands contrastes thermiques.

Nous avons constaté, ensuite, que la haute vallée du Trueba avait dû être englacée après son creusement par les systèmes d'érosion antérieurs; nous y avons retrouvé les traces incontestables d'un beau glacier d'environ 12 km. de long. Bien que les travaux de G. Viers aient mis en évidence l'importance de l'englacement quaternaire à une altitude relativement basse dans les Pyrénées occidentales, importance due à l'humidité du climat, on est étonné par la longueur d'une langue glaciaire provenant d'une zone d'alimentation dont le point le plus élevé, le Castro de Valnera, n'a que 1707 m d'altitude. A la vérité, le glacier fut alimenté par la neige recueillie dans un vaste bassin intramontagnard creusé par le Trueba préglaciaire, qui était alors un torrent, et par ses affluents. Il n'empêche que l'existence des traces de ce glacier de basse altitude, en particulier celles des restes, très bien conservés, des vallons d'obturation latérale que nous avons étudiés nous paraît un des traits les plus remarquables de notre domaine.

B — L'INTÉRÊT DES EMBÔITEMENTS DE FORMES DU VERSANT ATLANTIQUE

Les solides repères trouvés sur le versant méditerranéen nous ont permis de reprendre plus facilement la recherche et l'étude des rares formations corrélatives du creusement conservées sur le versant atlantique. Cependant, en dehors du secteur-clef, des cônes de déjection étagés préglaciaire et glaciaire que nous avons providentiellement découverts à Mendiola-Abadiano, ce sont les emboîtements de formes plus encore que les dépôts qui nous ont permis de reconstituer, sur ce versant, les épisodes de la morphogénèse définis sur l'autre. Nous avons signalé qu'en de très nombreux endroits, l'auge alluviale dégagée à l'époque glaciaire l'a été dans des vallées modelées antérieurement en *fond de berceau,* ou dans des *cuvettes* aux bords aplanis en *glacis* là où la lithologie permettait un dégagement plus facile. Ces dernières formes, en liaison avec le modelé local des versants, c'est à dire un modelé de type aréolaire, nous ont paru être un des résultats de l'action des systèmes d'érosion semi-aride chauds qui, sur le versant méditerranéen, ont construit les grands cônes alluviaux, après avoir aussi dégagé les formes en creux en roche tendre.

C — L'ATTRIBUTION DES ÉPISODES DE TYPE SUB-ARIDE AU QUATERNAIRE ANCIEN

Les restes des formes attribuées à un système d'érosion préglaciaire ne sont perchés qu'à quelques dizaines de mètres au-dessus de l'auge alluviale creusée manifestement par

l'écoulement des eaux de fonte des neiges de l'époque glaciaire; elles ne peuvent donc être très anciennes, ce qui nous a conduit à supposer qu'elles datent du Quaternaire ancien. Cette hypothèse aura pu surprendre quelques lecteurs, cette époque, dans d'autres régions, étant considérée comme celle des vieilles glaciations. Il y a cependant déjà vingt ans qu'H. Enjalbert, attribuant une large place à l'explication paléoclimatique dans la morphogénèse, sans négliger, pour autant, la part des données structurales, a montré dans une série d'articles, puis dans sa thèse, qu'on dispose, dans le Bassin Aquitain, de beaucoup d'arguments pour supposser que le Quaternaire ancien y a été caractérisé par l'existence de climats à forts contrastes, à dominante semi-aride chaude. G. Viers a aussi décrit, dans sa thèse concernant le Pays Basque français, de très nombreuses formes et formations, cuvettes, glacis, cônes torrentiels, dont il attribue la genèse à des systèmes d'érosion du même type. Dans les secteurs adjacents de la Bidasoa et de l'Urumea, R. Santana a conclu, aussi, de l'existence de glacis et de leur revêtement grossier, à celle de systèmes d'érosion de type semi-aride chaud à la même époque. Enfin, tout récemment, H. Nonn, étudiant les régions côtières de la Galice, situées à la même latitude que la Biscaye, dans une ambiance océanique plus marquée encore, aboutit à des conclusions comparables; il écrit: «nous détenons la preuve que des épandages torrentiels ont eu lieu lors des phases «glaciaires» qui, au Quaternaire ancien et moyen, mériteraient plutôt le nom de «pluviales», que, d'autre part, la Galice connut au moins une fois alors des conditions climatiques de sècheresse accusée. Il est certain que la morphologie habituellement rencontrée dans les pays franchement méditerranéens a affecté notre région dans la première moitié du Quaternaire» (4). Cette dernière confirmation est d'autant plus remarquable, et G. Viers le signale avec raison (5) qu'H. Nonn ne semble pas avoir été influencé, dans ses conclusions, par les travaux des auteurs dont nous avons parlé précédemment, chez lesquels il n'a pas cherché de points de comparaison. Par contre, les formations torrentielles qu'il a étudiées lui paraissant analogues à celles que R. Raynal a décrites en Basse Moulouya, il les a fait examiner par ce dernier auteur dont les avis corroborent ses hypothèses (6). Précisons, d'ailleurs, que les conclusions d'H. Nonn, qui pourraient être, à peu de chose près, les nôtres, et qui ont été publiée en 1966, ne nous étaient pas connues lorsque, nous avons exprimé, après les avoir dégagées de l'étude de notre domaine, des propositions analogues (7).

D — LA MÉDIOCRITÉ RELATIVE DE L'ÉVIDEMENT A L'ÉPOQUE GLACIAIRE

L'hypothèse de l'existence, au Quaternaire, d'une période pendant laquelle l'aridité a prédominé, nous a été pleinement confirmée par la relative médiocrité de l'incision de type linéaire que nous attribuons à l'écoulement des eaux de fonte des neiges au cours de la période froide. Cette médiocrité, et le fait que nous n'ayons trouvé qu'une seule nappe alluviale bien conservée, le reste des formations corrélatives étant constitué par de minces placages sur les bords de l'auge alluviale, indique, en effet, que le froid et l'humidité ne se sont manifestés de façon efficace, dans nos régions, que pendant une partie relativement courte du Quaternaire.

En ce qui concerne cette période, nos observations et nos interprétations se rapprochent ainsi de celles des auteurs qui ont étudié les régions adjacentes aux nôtres. H. Enjalbert souligne dans sa thèse que, dans la mesure où l'on est amené à faire la part très grande à l'héritage morphologique préglaciaire, par rapport au modelé que nous a légué l'époque gla-

---

(4) NONN H. Thèse p. 223.
(5) VIERS G. Une thèse sur le pays des rias...
(6) H. NONN. Ibid. Note 2 p. 117.
(7) HAZERA J. 1958. Les cailloutis anciens en Biscaye...

claire, celui-ci «paraît plus discret» (8). G. Viers, de son côté, évoquant l'évolution préglaciaire qui a modelé les montagnes de la Basse Navarre, insiste sur la «profonde coupure morphogénétique entre la période où les cours d'eau ont aménagé les plaines alluviales fluvio-glaciaires, larges de 500 à 700 m au maximum... et la période... où des écoulements torrentiels façonnaient les glacis» (9).

H. Nonn pense aussi que «le froid ne semble vraiment s'être manifesté avec ses incidences morphologiques qu'à partir du Riss», avec cette restriction: «du moins dans la région méridionale» (10). Lorsqu'il étudie la partie orientale de son domaine qui touche aux Asturies, il souligne la place qu'y ont pris les phénomènes de type périglaciaire, ce qui le conduit à penser que la nuance climatique entre la Galice et la zone cantabrique «devait être considérablement plus accusée lors des périodes froides» (11) que lors du Quaternaire ancien défini par lui comme d'ambiance de type semi-aride ou méditeranéenne très accusée (12).

E — LES RETOUCHES FINALES-AMBIGUÏTÉ, DANS CERTAINS SECTEURS, EN CE QUI CONCERNE LA PART RELATIVE DES PROCESSUS

Les remarques d'H. Nonn concernant la place prise par les phénomènes périglaciaires, dans la partie orientale de la région cantabrique concordent aussi avec les nôtres et avec celles qu'H. Enjalbert et G. Viers ont faites dans des domaines adjacents. Sur nos glacis anciens du Valle de Mena, par exemple, la cryoclastie a alimenté des coulées de type en partie périglaciaire dès la fin des étapes de façonnement par des processus de type subaride. S'il est difficile d'apprécier son rôle à l'époque des fortes nivations, cela est plus facile en ce qui concerne les derniers épisodes froids, surtout dans les secteurs d'altitude élevée et de lithologie bien contrastée comme ceux de la grande cuesta; versants réglés et longs éboulis, ainsi que certains colmatages de vallons, là où les matériaux plus tendres furent réduits en bouillie, autant de traces de ces derniers épisodes de climat sec et froid.

Dans le bas-pays, la recherche des témoins de ces mêmes processus est beaucoup plus délicate. L'absence de roches dures gélives en formations puissantes ne permet pas d'identifier facilement, parmi les formations superficielles, celles qui seraient dues aux dernières manifestations du froid. Mais, surtout, la solifluction de type banal y a régné en maîtresse depuis la fin de l'époque froide, sans qu'on puisse faire la part entre les manifestations anciennes et les actions récentes, voire historiques de ce processus. Quoi qu'il en soit, les *versants bosselés* de ce bas pays sont aussi un des traits caractéristiques de notre domaine.

III — LES RÉSULTATS OBTENUS EXAMINÉS EN FONCTION DU BUT POURSUIVI

Nous avons mis l'accent, à la fin de notre bilan, sur les certitudes acquises au sujet des systèmes d'érosion qui se sont succédés en Biscaye. On aura cependant remarqué qu'avant de les étudier en détail et avant de formuler des hypothèses quant à leurs enchaînements, nous avons toujours décrit les formes avec soin. Nous voulions essayer de donner au lecteur l'impression qu'il avait vu lui-même le paysage, tout en lui fournissant un canevas lui permettant, soit de poursuivre nos propres recherches, soit d'en entreprendre d'autres sans difficulté

---

(8) ENJALBERT H. Thèse p. 122.
(9) VIERS G. Thèse p. 335.
(10) NONN H. Thèse p. 223.
(11) NONN H. Ibid. p. 440.
(12) NONN H. Ibid. p. 476.

au départ. Dans cet esprit, nous n'avons pas hésité à employer un vocabulaire descriptif courant, à avoir recours à des comparaisons de type simple, voire banal, si elles nous paraissaient expressives, avant d'utiliser les termes techniques et les expressions scientifiques. La multiplication des dessins perspectifs va dans le même sens et permet de remédier aux grandes difficultés que l'on éprouve à obtenir des photographies parfaites des paysages atlantiques. Dans le même but, enfin, nous avons attaché un soin particulier à l'expression cartographique. La multiplication des croquis morphologiques nous a paru, en effet, d'autant plus nécessaire que la représentation du relief est indiscutablement le point faible des cartes espagnoles.

Mais, si le souci de fournir un instrument de travail à des successeurs, même non spécialisés, nous a amené à établir une trame presque continue couvrant le domaine étudié, nous avons pris soin de nous attarder dans quelques secteurs privilégiés qui nous paraissent livrer les clefs de l'évolution morphologique. L'ampleur de la tâche entreprise et notre isolement ne nous ont cependant pas permis de bénéficier des collaborations qui eussent pu nous conduire à préciser notre chronologie. Nous pensons, en particulier, à la palynologie des formations fines du Valle de Mena et de celles qui sont situées en arrière des moraines d'obturation dans la vallée du Trueba. Notre regret, sur ce point, se trouve atténué par la certitude d'avoir laissé du travail préparé à d'éventuels successeurs. Nous espérons qu'ils n'auront pas ainsi l'impression décourageante qui fut parfois la nôtre, de s'attaquer à l'étude d'une région dans laquelle la chape continue des sols et de la végétation limite l'enquête à la seule reconnaissance des grandes formes du terrain. En «s'accrochant» à ce terrain, comme nous avons essayé de le faire, peut-être auront-ils la joie de découvrir des éléments d'interprétation qui nous ont échappé et de compléter ainsi l'étude de cette région de Bilbao à laquelle nous n'avons cessé, pendant de nombreuses années, de porter le plus vif intérêt.

LISTE DES CARTES

Cartes topographiques

1:50.000 INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL - Madrid.

Feuille 36 - Castro Urdiales
» 37 - Guecho
» 38 - Bermeo
» 39 - Lequeitio
» 59 - Villacarriedo
» 60 - Valmaseda
» 61 - Bilbao
» 62 - Durango
» 63 - Eibar
» 84 - Espinosa de los Monteros
» 85 - Villasana de Mena
» 86 - Orozco
» 87 - Elorrio
» 88 - Vergara
» 109 - Villarcayo
» 110 - Medina de Pomar
» 111 - Orduña
» 112 - Vitoria

1:25.000 L'Instituto Geográfico y Catastral a publié une carte au 1:25.000 qui n'est qu'un agrandissement de la carte au 1/50.000. En ce qui concerne la région étudiée, seules quelques feuilles sont en vente, parmi lesquelles celle de Bilbao.

Il existe aussi une carte au 1/25.000 de la province de Biscaye, dans sa totalité, éditée par la Diputación provincial de Vizcaya et qui n'est aussi qu'un agrandissement de la carte au 1:50.000.

1:20.000 PLAN DE BILBAO ET DE LA RIA.—Centro Industrial de Vizcaya - Bilbao. Hors commerce - Equidistance des courbes de niveau: 10 m.

1:100.000 CARTE DE LA PROVINCE DE BISCAYE éditée par la Diputación provincial de Vizcaya - Equidistance des courbes de niveau: 50 m.

1:200.000 CARTES PROVINCIALES éditées par l'Instituto Geografico y Catastral-Equidistance des courbes: 100 m. Alava - Biscaya - Burgos - Santander.

Cartes géologiques

1:50.000 MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA.—Instituto Geológico y Minero de España - Madrid.
Publiées sur le fond topographique des cartes correspondantes de l'Instituto Geográfico y Catastral, elles sont accompagnées d'un livret explicatif comportant des coupes et des planches photographiques.
Feuilles publiées concernant la région étudiée:
38 - Bermeo
39 - Lequeitio
84 - Espinosa de los Monteros

85 - Villasana de Mena
86 - Orozco
109 - Villarcayo
110 - Medina de Pomar
111 - Orduña
112 - Vitoria

1:200.000 P. RAT - CARTE GÉOLOGIQUE DES PAYS BASCO-CANTABRIQUES.—Carte hors texte de la thèse du même auteur: «Les pays crétacés basco-cantabriques» - Comporte une notice sommaire et une carte au 1:1.000.000 de la partie orientale de la chaîne cantabrique.

1:400.000 MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA.—Edition en 64 feuilles - Instituto Geológico y Minero de España Madrid.
Feuille 4 - Santander - Oviedo - Vizcaya.
» 12 - Burgos - Santander - Vizcaya.
» 13 - Guipúzcoa - Navarra.

LISTE DE PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES

Cette liste ne comporte qu'une sélection des photographies qui permettent le mieux de se faire une idée de la région étudiée.

Editées dans le format 24×24, à une échelle se rapprochant du 1:40.000, elles peuvent être obtenues auprès des Services Photographiques du Ministère de l'Air, à Madrid.

LES FORMES MONOCLINALES DE LA RÉGION MERIDIONALE

LA HAUTE CUESTA DU TURONIEN

Secteur oriental

Rebord de la dépression d'Orduña: Série: 8870-11 - Numéros: 27 à 31
Peña Aro et reculée d'Angulo: Série: 8922-11 - Numéros: 48 à 52.

Secteur central

Castro-Grande: Série: 8922-11 - Numéros 46-47-48.
Talus du Castro-Grande: Série 8960-21 - Numéros 93-94 95.
Monts La Peña: Série 8922-11 - Numéros 45-46-47.
Le Brazuelo et ses «cuillères»: Série 8922-11 - Numéros 42-43-44.

Secteur occidental

La grande percée du Trueba: Série 8922-11 - Numéros 40 à 43.
Les petites percées: Série 8922-21 - Numéros 38 à 41.
Les «canales» de Dulla: Série 8877-21 - Numéros 1 et 2.

LE CASTRO DE VALNERA ET LA VALLÉE GLACIAIRE DU HAUT TRUEBA

Série 8873-21 - Numéros 170 à 174.

L'AVANT-CUESTA ET LES HOGBACKS GRÉSEUX

Secteur Sud-Est (d'Arciniega à Orozco)
Série 8873-21 - Numéros 183 à 187.
Secteur Nord-Ouest (de Valmaseda à Oquendo)
Série 8873-21 - Numéros 29 à 33.

LA ZONE MÉDIANE — PAYS DE L'URGONIEN

L'AMPHITHÉÂTRE DE RAMALES
Série 8921-21 - Numéros 49 à 52.

LES PAYS KARSTIQUES DU LITTORAL DE LAREDO A CASTRO-URDIALES
Série 8836-21 - Numéros 39 à 43.

LE GRAND ANTICLINAL DE BISCAYE
Partie Nord
Série 8873-21 - Numéros 21 à 25.
Partie Sud
Série 8873-21 - Numéros 31 à 35.

LE MASSIF KARSTIQUE D'ICHINA
Série 8922 11 - Numéros 56 et 57.

LES GRANDES VALLÉES ET LES CUVETTES
La cluse du Cadagua
Partie Sud: Série 8873-21 - Numéros 32 et 33.
Partie Nord: Série 8873-21 - Numéros 22 et 23.
La cluse du Nervion
Partie Sud:
Partie Nord: Série 8873-21 - Numéros 33 à 35.
La dépression d'Orozco
Série 8960-21 - Numéros 88 et 89.
La dépression de Llodio
Série 8873-21 - Numéros 185-186
La cuvette de Gordejuela
Série 8873-21 - Numéros 31 et 32.
La grande dépression de Zalla
Série 8873-21 - Numéros 30, 31, 32.
La ria de Bilbao
Partie Nord: Série 8583-21 - Numéros 27 à 29.
Partie Sud: Série 8873-21 - Numéros 21 et 22.

LES PEÑAS CALCAIRES DU DURANGUESADO
Série 8873-21 - Numéros 88 a 90.

LES PAYS DU NORD-EST

LE MASSIF DE L'OIZ
Série 8873-21 - Numéros 39 à 41.

LE SYNCLINAL DE GUECHO ET L'ÉLEMENT DE SURFACE
Série 8583-21 - Numéros 15 à 17.

LA RIA DE GUERNICA
Série 8583-21 - Numéros 9, 10, 11.

CUVETTES ET GLACIS DE TYPE SEMI-ARIDE
La vallée du Butron
Série 8583-21 - Numéros 12 à 16.
La vallée de l'Asua
Série 8583-21 - Numéros 28 à 31.
La cuvette d'Amorebieta
Série 8873-21 - Numéros 37 et 38.

BIBLIOGRAPHIE

Les ouvrages dont le titre est précédé d'un astérique se rapportent spécialement à la région étudiée.

* ADAN de YARZA R.—1885 — Descripción física y geológica de la provincia de Alava, dans *Mem. Comisión del Mapa geol. de España - Madrid.*

* ADAN de YARZA R.—1892 — Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya, dans *Mem. Comisión del Mapa geol. de España Madrid* - 193 p., 18 fig., 8 pl. dont I carte géologique au 1/400.000 de la Biscaye et I carte géologique au 1/40.000 de la région minière des environs de Bilbao.

* ADAN de YARZA R.—1906 — El país vasco en las edades geológicas, dans *Bol. Mapa geol. de España - Madrid* - 2.ª série, t. VIII, p. 45-63, carte géologique au 1/400.000.

* ADAN de YARZA R.—1918 — Descripción física y geológica del país vasco-navarro, dans *Geografía general del País vasco-navarro,* publiée sous la direction de Francisco Carreras y Caudi, *Barcelone,* t. I, p. 1-86, 49 fig., 1 carte géologique au 1/800.000.

ALIMEN H.—1953 — Grandes lignes de l'histoire glaciaire des Pyrénées de la Bigorre - *Actes du IV Congrés Int. du Quaternaire, Rome - Pise, p. 3-11, 2 fig.*

* APRAIZ.—1950 — Sierra del Aralar y Macizo del Gorbea - *Bilbaino Alpino Club.*

ARAMBOURG C.—1952 — Eustatisme et érosion, *C. R. Ac. Sc.,* t. 234, p. 226-227.

* ARANEGUI P.—1929 — Orografía de la región Vasco-cantábrica - *Rev. Int. estudios vascos,* Vol. XX, N.° 1, p. 6-12, 2 fig. 5 pl. photo. *Saint-Sébastien.*

* ARANEGUI P.—1936 — Geología y geografía del País Vasco - *Junta de Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas, Comisión de Invest. geogr., geol. y prehist.* - Madrid - Mem. N.° 2, 141 p., 52 fig., 4 pl., h. t. dont 1 carte geol. et 1 carte topo. au 1/500.000.

ARCHAMBAULT M.—1966 — Essai sur la genèse des glacis d'érosion dans le Sud et le Sud-Est de la France. *Mém, et docum. C.N.R.S.,* Nouvelle Série V 2, p. 101-143, 28 fig.

BARRÈRE P. et PAQUEREAU M. M.—1960 — Les tourbières bombées de la vallée de l'Estarrès - *Revue Géogr. des Pynénées et S. O.,* T. XXXI, Fasc. II, p. 165-180, 4 fig.

BARRÈRE P.—1963 — La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles - *Bull. Soc. Géol. de France* (7) V, p. 516-526, 3 fig.

BIROT P.—1949 — Sur le problème de l'origine des pédiments - *C. R. Congrès Int. Géogr. Lisbonne,* Tome II - Lisbonne 1950, p. 9-18.

BIROT P. et JOLY F.—1952 — Observations sur les glacis d'érosion et les reliefs granitiques du Maroc - *Mem. et Doc. C.N.R.S.,* p. 9-60.

BIROT P. et DRESCH J.—1953 — La Méditerranée et le Moyen Orient. Tome I: La Méditerranée occidentale. *Paris (P.U.F. - Col. Orbis),* 552 p., 56 fig., XII pl. photo h. t.

BIROT P.— 1954 — Problèmes de morphologie karstique - *Annales de Géogr.* LXIII, n.° 337, p. 161-192, 5 fig., 2 pl. photo h. t.

BIROT P.—1958 — Glacis y terrazas en la zona mediterránea - Estuario, *Montevideo,* n.° 2-3, 1958, p. 9-27.

BIROT P., LHENAFF R. et MONTEUX P.—1958 — Recherches sur la limite septentrionale des glacis d'érosion en roches tendres - *Mém. Doc., C.N.R.S.,* Centre Doc. cart. et géogr., p. 35-37, 8 fig.

BIROT P.—1959 — Précis de géographie physique générale. *Paris.* 403 p., 82 fig., XXII pl. photo h.t.

BIROT P.—1963 — Réflexions sur les caractères des glacis d'érosion en roche tendre. *Bul. Soc. Hellenique de Géogr. Athènes.* p. 133-138.

Principales abréviations: B.A.G.F.: Bulletin de l'Association de Géographes français — B.S.G.F.: Bulletin de la Société géologique de France — C.N.R.S.: Centre National de la Recherche Scientifique — C. R. Ac. Sc.: Compte rendu des séances de l'Académie des Sciences — I.N.Q.U.A.: Association internationale pour l'étude du Quaternaire.

BOURCART J.—1938 — La marge continentale. Essai sur les régressions et les transgressions marines. *B. S. G. F.* (5) VIII, p. 393-474.

BOURCART J.—1952 — Les frontières de l'Océan. *Paris,* Albin Michel, 320 p., 77 fig.

CASTERAS M.—1933 — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales *Bull. Service Carte géol. France,* t. 37, n.° 189.

* CIRY R.—1940 — Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander - *Thèse, Fac. Sciences, Paris,* et dans *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse,* t. 74, 1939, 519 p., 74 fig., 15 pl. dont I carte géologique au I/200.000.

* CIRY R. et MENDIZABAL Joaquin.—1949 — Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale *dans Ann. Hébert et Haug, t. 7, (Livre jubilaire Charles Jacob),* p. 61-79, 3 fig., I carte géologique au I/280.000 env.

* CIRY R.—1956 — Les passages de faciès du Coniacien de la région des Losas. *Grupo de Ciencias naturales Aranzadi - Publication n. 12 (Homenaje a D. Joaquín Mendizábal Gortazar),* p. 103-117, I carte au I/200.000.

* COLETTE C.—1848 — Reconocimiento geológico del Señorío de Vizcaya - *Bilbao.*

* DANTIN CERECEDA J.—1912 — Resumen fisográfico de la Península Ibérica. *2me édition posthume, Consejo Sup. Investigaciones Cient - Madrid* - 1948.

* DELER Y.—1932 — Esquisse morphologique de la côte basque française entre l'embouchure de l'Adour et celle de la Bidasoa - *Revue géogr. Pyrénées,* s.o - t. 3, p. 18-63, 12 fig., I carte h.t., 4 pl. phot.

DE MARTONNE EMM.—1948 — Traité de Géographie physique. T. II. Le relief du sol - *Paris* - 8e édition.

DERRUAU M.—1962 — Précis de géomorphologie - *Paris* - 3.ª édition.

DRESCH J.—1938 — Les surfaces de piémont dans les Djebilet et le massif central du Grand Atlas - *C. R. Congrés intern. Géogr.-Amsterdam-* t. II, Sect. 2, p. 133-140, 5 coupes.

DRESCH J.—1941 — Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif central du Grand Atlas, Le Haouz et le Sous - *Thèse Paris* - 708 p., 206 fig., XL pl. phot. h. t., X pl. h. t.

DRESCH J.—1950 — Sur les pédiments en Afrique méditerranéenne et tropicale - *Congrés Intern. Géogr. Lisbonne,* 1949, t. II, 19-28.

DRESCH J.—1957 — Pédiments et glacis d'érosion, pédiplains et inselbergs - *Inform. Géogr.:* 21 Ann. N.° 5, p. 183-196, 5 fig.

DUCHAUFOUR Ph.—1960 — Précis de pédologie - *Paris* - 438 p., 61 fig., XVI pl. phot.

* ECHEGARAY C. — Geografía del País Vasco-Navarro - Tome Vizcaya - *Barcelone, s. d.*

ENJALBERT H.—1950 — Les formations alluviales de la Gironde - *Congrés Int. Géogr. Lisbonne,* 1949, t. II p. 461-481.

ENJALBERT H.—1950 — Observations morphologiques sùr les Landes de Gascogne - *Rev. géogr. Pyrénées et S. O.* XXI, p. I - 42, 7 fig., 2 pl. phot. h. t.

ENJALBERT H.—1951 — Les vallées sèches et les vallées tourbeuses du Bassin aquitain septentrional - *Rev. géogr. Pyrénées et S. O.* XXII, p. 163 - 198, 7 fig., 2 pl. phot. h.t.

ENJALBERT H.—1952 — La vallée moyenne de la Charente - *Ann. Géogr.* N.° 323, LXI An., p. 16-33, 3 fig., 2 pl. photo h.t.

ENJALBERT H.—1952 — Les plateaux et les gorges du Viaur - *Rev. géogr. Pyrénées et S. O.* XXIII, p. 118-141, et 265 - 301, II fig., 4 pl. phot. h.t.

ENJALBERT H.—1960 — Les Pays aquitains - 1.ª partie: Le modelé et les sols. *(Thèse) Bordeaux,* 618 p., 103 fig. XLV Pl. phot., 2 cartes h.t.

* ERASO E. - LLANOS A. - AGORRETA J. A. - FARIÑA J.—Karst del Sudeste de Gorbea (Alava) - *Boletín de la Institución Sancho el Sabio.* A. III, N.° 1-2, *Vitoria (Caja de Ahorros).* 1959, p. 79-177.

* FERRER A.—1943 — Monografía de las cavernas y cimas de lo provincia de Vizcaya - *Bilbao,* 100 p.; 36 fig.

* FERRER A.—1943 — Crestas del Duranguesado. - *Bilbao.*

* GOMEZ DE LLARENA J.—1929 — Datos geológicos sobre la costa cantábrica - *Bol. Real Soc. Española de Hist. Nat.,* t. 29, p. 292.

GOMEZ DE LLARENA J.—1948 — Huellas del glaciarismo cuaternario en la sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra). *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. Madrid* N.° 46, p. 257-262.

GOMEZ DE LLARENA J.—1950 — Datos para la historia geológica de la ría de Pasajes - *Estudios geog. Inst. J. S. Elcano, Madrid.*

GOMEZ DE LLARENA J.—1954 — Observaciones geológicas en el flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa (I) dans: *Monografías del Instituto «Lucas Mallada» de Investigaciones geol.,* Madrid, N.° 13, 98 p., 18 fig., 49 pl., I carte géologique au 1/100.000.

* GOMEZ DE LLARENA J.—1960 — Observaciones fisiográficas en el litoral de Guipúzcoa. I: La Plataforma de abrasión o «rasa mareal» - *Publ. N.° XIII de la Sociedad de Oceanografía de Guipúzcoa - San Sebastián.*

* GRUPO ESPELEÓLOGICO VIZCAINO (*Excma. Diputación de Vizcaya)* Archivero fichero de fenómenos espeleológicos de la provincia de Vizcaya.

GUILLEN Y.—1955 — La couverture végétale de l'Europe pléistocène - *An. de Géogr.* N.° 344 - LXIV An., p. 241-276, 9 fig., 2 pl. photo h.t.

* HAZERA J.—1956 — La basse vallée du Nervion et la ria de Bilbao dans: *Homenaje a D. Joaquín Mendizábal G. Publication N.° 12 du «Grupo de Ciencias Nat. Aranzadi»* - S. Sébastien - p. 172-186, I fig., I carte h.t.

* HAZERA J.—1958 — Les cailloutis anciens en Biscaye et dans la partie orientale de la province de Santander - *Actos 3.° Congreso Inter. Estudios Pirenaicos - Gerona* - Inst. Est. Pirenaicos Zaragoza 1962 - p. 129 - 148, 4 fig.

* HAZERA J.—1959—Formations sub-arides de piémont du sillon d'Espinosa (Bassin supérieur de l'Ebre). *Bul. As. Géogr. Fr.* p. 41-50, 2 fig.

* HAZERA J.—1962 a — Les cônes d'éboulis calcaires emboîtés de l'Aitlluitz et la chronologie du Quaternaire en Biscaye - *Actes du 4e Congrés Inter. Et Pyr.* Pau - Lourdes 1962, p. 7-17, 4 fig.

* HAZERA J.—1962 b — Formaciones subáridas de piedemonte del Surco d'Espinosa (Cuenca superior del Ebro) *Estudios Geogr., Inst. Juan Sebastián Elcano, Madrid,* p. 129-148, 4 fig.

* HAZERA J.—1964 — Les glacis du Valle de Mena et l'évolution morphologique au Sud-Ouest de Bilbao. *Rev. Géogr. Pyrénées et S. O.,* t. XXV, fasc. I, p. 67-84, 2 fig., 2 pl. phot. h.t.

* HERNANDEZ PACHECO EDUARDO.—1912 — Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica - *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, Madrid,* N.° 7, 126 p., 33 fig.

HERNANDEZ PACHECO FRANCISCO.—1949 — Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano - *Congrés Inter. géogr. Lisbonne 1949* - Tome II, Lisbonne 1950, p. 29-81, 9 fig., 13 pl. photo h.t.

* HERNANDEZ PACHECO F. e ISIDORO ASENCIO AMOR.—1966 — Estudio fisiográfico-sedimentológico de la ría de Guernica - *Bol. Inst. esp. Oceanogr. N.° 125* - Décembre 66. *Madrid.*

* HERNANDEZ PACHECO F. e ISIDORO ASENCIO AMOR.1967 — Contribución al estudio fisiográfico-sedimentológico del litoral cantábrico (Gorliz-Plencia-Vizcaya) *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat.* (Geol.) 65 - p. 97-111.

JOLY F.—1949 — Pédiments et glacis d'érosion dans le Sud-Est du Maroc - *Congrés inter. géogr. Lisbonne* 1949 - Tome II, Lisbonne 1950. p. 110-125, 3 fig., 4 pl. photo h.t.

JOLY F.—1952 — Erosion en surface et érosion linéaire dans le modelé prédésertique - *Volume jubilaire, 50e Ann. Labo. Géogr. Univ. Rennes.* p. 255-267, 2 pl. photo h.t.

* JORGE E.—1933 — El Triasico en Vizcaya, dans: *Notas y comunicaciones del Instituto geológico y minero de España - Madrid* - t. 5, p. 37-41, 1 fig.

* JORGE E.—1936 — El Eoceno en Vizcaya, dans Id. t. 6, p. 91-101, 2 fig., 2 pl.

* JUNTA DE OBRAS DEL PUERTO DE BILBAO: CHURRUCA y el puerto de Bilbao - *Livre hommage - Bilbao - Imprenta Verdes* - Sans date (post. 1909).

* KOPP K.—1963 — Uber facies und Tektonik der Kreide im Western des Pyrenäen - *Geologische Rundschau,* t. 53, fasc. 2, p. 821-847, 10 fig., 1 pl. h.t.

KOPP K.—1965 — Schneegrenze und Klima der Wurmeiszeit an der baskischen Küste - *Traduction de J. G. de Llarena dans Rev. Munibe* Año XVII - Fasc. 1-2-3-4. S. Sébastien.

LAMARE, P.—1936 — Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne dans *Mém. S. Géol. France, nouvelle série,* t. XII, mém. n.° 27, 465 p., 305 fig., 7 pl., I carte géologique et I carte topographique au 1/200.000.

* LAMARE P.—1950-51 — La structure physique du Pays basque: *Eusko-Jakintza* vol. IV p. 3-18 et 279-301 et vol. V p. 1-36 et 165-175.

* LEFEBVRE Th.—1933 — Les modes de vie dans les Pyrénées atlantiques orientales - *Paris, A. Colin,* 463 p., 167 cartes, et fig., 144 photo., I carte en couleurs h.t.

* LLOPIS LLADO N.—1952 — Chapitre concernant la Cordillère cantabrique dans: *Geografía de España y Portugal* par M. de TERAN - ESPAÑA par L. SOLE-SABARIS, t. I - *Barcelone* - 497 p., 186 fig., 96 pl.

LLOPIS LLADO.—1951 — Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cantábrica-Asturiana - *Trabajos y memorias del laboratorio de geología - Universidad de Oviedo,* 51 p.

* LLOPIS LLADO N.—1957 — Le Quaternaire de la région cantabrique - *Livret-guide de l'excursion N.° 2 du Congrés Int. de l'I.N.Q.U.A. à Madrid,* 72 p., 9 fig., 2 cartes h.t.

* LOTZE F.—1962 — Pleistozane Vergletscherungen im Ostleil des Cantabrischen Gebirges (Spanien). *Abh. Ak., Viss. Lit. Mainz, math. nat. Kl-* Nr. 2 - pp. 151-169, 10 fig., 7 photo. coul.

LOWDERMILK W. C.—1953 — Floods in dessert. *Desert Ros., Jérusalem, Res. Council,* spec. public. N.° 2, p. 365-74.

* MAESTRE A.—1876 — Reseña geológica de las provincias vascongadas - *Bol. Com. Mapa geolog. España,* t. III - Madrid - p. 283-327.

* MAESTRE A.—1864 — Descripción física y geológica de la provincia de Santander - *Junta general de Estadística. Madrid* - 120 p., I carte géologique au 1/200.000.

MANGIN J. Ph.—1959-1960 — Le nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon - *Pirineos, Rev. Estud. Piren. Zaragoza:* Número monográfico. Años XV y XVI, N.° 51 al 58, 631 p., 113 fig., 19 pl. photo, 2 pl. h.t.

MARTIN ECHEVARRIA L.—1940 — España, el país y los habitantes - *México* - 488 p., CLX photo h.t.

MASSEPORT J.—1959 — Le Diois, les Baronnies et leur avant-pays rhodanien. *Thèse, Grenoble.*

MENGAUD L.—1920 — Recherches géologiques dans la région cantabrique. *Thèse Fac. Sciences Paris,* 370 p., 87 fig., 18 pl., I carte structurale au 1/500.000, 1 carte géologique au 1/200.000.

NONN H.—1966 — Les régions côtières de la Galice (Espagne). Thèse. *Publ. Fac. Lettres Univ. Strasbourg,* t. III, 592 p., 81 fig., XXVII tableaux, 16 pl. h.t., XXVI pl. photo. h.t.

* NOLTE y ARAMBURU E.—Catálogo de fenómenos espeleológicos de la Provincia de Vizcaya - *Speleon* - T .XI, N.° 1-2-3-4, p. 53-159. *Oviedo.*

* NOLTE y ARAMBURU E.—1962 — Breve aportación al conocimiento del aparato kárstico de Itxina (Macizo de Gorbea) por medio de sus fenómenos espeleológicos - *Notas y Comunicaciones, Inst. Geológ. y Minero de España,* N.° 65 - *Madrid* - 87-106.

* NUSSBAUM F. et GYGAX P.—1952 — La glaciation quaternaire dans la Cordillère cantabrique - *Rev. Géog. Pyrénées et S. O.,* T. XXIII, p. 36-48.

* OLAGÜE I.—1931 — ¿Acaban los Pirineos en el río Oria? - *Munibe,* An. 1951, *S. Sebastián,* fasc. 3-4, p. 203-209.

* ORTEGA J.—1951 — Bilbao y su Hinterland - *Bilbao (Compañía de Seguros Aurora).*

PAPY L.—1941 — La côte atlantique de la Loire à la Gironde (Thèse) - *Bordeaux,* 2 vol., 302 p. et 530 p.

PEGUY Ch. P.—1952 — La neige —Paris— *P.U.F. Collection «Que sais-je?»* N.° 538.

* RAT P.—1952 a — Sur le morphologie et l'hydrographie de la Chaîne cantabrique - *Munibe, An. 1952,* fasc. I, p. 1-13, 6 fig., 1 carte morphologique au 1/135.000 environ. *Saint Sébastien.*

* RAT P.—1952 b — Relations tectoniques entre la Biscaye et la province de Santander (Espagne) - *C. R. Ac. Sc.,* t. 234, p. 856-858.

* RAT P.—1954 — Structure de la Chaîne basco-cantabrique entre le massif du Gorbea et la plaine de Durango (Espagne) - *C.R. Ac. Sc.,* t .238, p. 708-709, 1 carte au 1/200.000.

* RAT P.—1956 a — Note préliminaire sur la structure de la Chaîne basco-cantabrique au Sud-Ouest de Saint-Sébastien (Espagne) - *C.R. Ac. Sc.;* t. 242, p. 1634-1636, 1 carte au 1/200.000.

* RAT, P.—1956 b — Esquisse d'une histoire de la sédimentation dans les régions du littoral basco-cantabrique au Crétacé - *Actes du 2e Congrés International d'études pyrénéennes (Luchon-Pau, 1954),* t. II, p. 147-157, 1 fig.

* RAT P.—1957 — Note préliminaire sur la géologie du massif de l'Oiz (Biscaye).—*Grupo de Ciencias Naturales Aranzadi,* Publ. n.° 12 (Homenaje a don Joaquín Mendizábal Gortazar), p. 361-369, 1 fig., 1 carte au 1/50.000.

* RAT P.—1959 a — Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne) - *Thèse, Publ. Univ. Dijon* - T. XVIII-1959, 526 p., 68 fig., 5 pl. photo., 4 pl. h.t. dont une carte en couleurs au 1/200.000.

* RAT P.—1959 b — Les milieux urgoniens cantabriques - *Bul. Soc. géol. France,* 7 série, t. 1, p. 378-384, 2 fig.

RAT P.—1962 a — Structures et formes dans les calcaires urgoniens pyrénéo-cantabriques (contribution à l'analyse d'un Faciés). *Actes du 4.e Congrés d'Etudes Pyrénéennes Pau-Lourdes* - p. 105-116, 5 fig., 1 erratum.

RAT P.—1962 b — Présentation géologique du versant cantabrique entre Pyrénées et Asturies - *Actos del Tercer Congreso Inter. de Estudios Pirenaicos (Gerona, 1958) - Inst. Estudios Pirenaicos (Zaragoza)* p. 9-26 1 carte h.t.

* RAT P.—1963 — Problèmes du Crétacé inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne - *Geologischem Rundschau Band 53,* p. 205-218, 2 pl. h.t.

* RIOS J. M.—1947 — Diapirismo - *Bol. Instituto geol. y minero de España,* t. 60 (20e de la 3e série) ,p. 155-238, 43 fig., 4 pl.

* RIOS J. M.—1948 — Estudio geológico de la zona de criaderos de hierro de Vizcaya y Santander - *Dirección general de Minas y Combustibles, Temas profesionales, Madrid,* n.° 9, 48 p., 2 fig., 1 carte geol. au 1/50.000. 1 pl.

* RIOS J. M.—1949 — Nota acerca de la geología cantábrica en parte de las provincias de Vizcaya y Santander. *Notas y comunicaciones...* t. 19, p. 95 - III, 1 fig.

* RIOS J. M.—1954 — Bosquejo geológico de Parte del País vasco-cántabro (de Laredo a Durango, Vitoria y La barranca) - Pirineos, n.° 31-32, 10 année, 32 p., 5 pl., 1 carte géologique au 1/200.000.

* RIOS J. M., ALMELA A. y GARRIDO J.—1945 — Contribución al conocimiento de la geología cantábrica. Un estudio de parte de las provincias de Burgos, Aleva, Vizcaya y Santander.—*Bol. del Inst. geol. y minero de España,* t. 58 (18 de la 3 série), p. 45-228, 42 fig., 2 pl., 1 carte géologique au 1/100.000.

* RUIZ DE GAONA M.—1946 — El Terciario numulítico fértil de Guecho (Vizcaya) - *Notas y Comunicaciones* - Inst. geol. y minero de España, t. 16, p. 183-214, 4 pl.

SAENZ GARCIA, C.—1932 — Notas para el estudio de la facies wealdica española - *Asociación Española para el progreso de las Ciencias, Congreso de Lisboa,* t. V, p. 59-76, 3 fig.

* SAENZ GARCIA C.—1935 — Restos glaciares de Castro Valnera - *Bol. Soc. española Hist. nat. - Madrid,* N.° 5, p. 236-237.

SANTANA AGUILAR R.—1966 — Géomorphologie des bassins de la Bidasoa et de l'Urumea - *Thèse Université de Bordeaux* - 162 p., 20 fig., VIII pl. photo h.t.

SCHRIEL W.—1930 — Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes - *Abh. der Geo. der Wiss. zu Göttingen.* Math. phys. Klasse N.F. Bd. XVI, 2.

SCHRIEL W.—1945 — La Sierra de la Demanda y los Montes Obarenes - *Traduction espagnole de L. GARCIA-SAINZ et J. G. DE LLARENA - Consejo Superior de Investigaciones Cientificas - Madrid* - 132 p., 27 fig., 9 pl. photo., 2 pl. h.t. dont 1 carte géologique au 1/300.000.

* SERMET J.—1930 — Notes sur l'état morphologique actuel de la côte basque espagnole - *Rev. Geogr. Pyrénées et S. O.,* t. I, p. 331-344, 1 pl. h.t.

* SERMET J.—1956 — Sur certains traits géographiques permanents du Pays Basque espagnol - *Volumen homenaje a D. Joaquín Mendizábal - Grupo de Ciencias Nat. Aranzadi, Saint Sébastien,* p. 399-442, 3 photo.

* SERMET J.—1958 — Le problème de la limite occidentale des Pyrénées - *Mém. de l'Académie des Sciences de Toulouse.*

SOLE SABARIS L.—1964 — Las rampas o glacis de erosion de la península ibérica - *Aportación española al XX Congreso Geog. Intern. Reino Unido,* p. 13-18.

* SORRE M.: dans Géographie Universelle VIDAL de la BLACHE P. et GALLOIS L., t. VII: Espagne et Portugal - *Paris,* 1934.

TAILLEFER F.—1949 — Sur l'existence d'anciens reliefs de piémont arides ou semi-arides sur la bordure septentrionale des Pyrénées - *Congrés Intern. Géog. Lisbonne,* T II, *Lisbonne 1950,* p. 160-165, 2 fig.

TAILLEFER F.—1951 — Le piémont des Pyrénées françaises. Contribution à l'étude des reliefs de piémont (Thèse) — *Toulouse, E. Privat,* 383 p., 49 fig., 7 dépliants, 5 pl. photo h.t.

TAILLEFER F.—1957 — Glaciaire pyrénéen, versant nord et versant sud - *Rev. Géogr. Pyrénées et S.O.,* t. XXVIII, p. 221-244, 8 fig.

TAILLEFER F.—1966 — Quaternaire et géomorphologie sur le versant nord des Pyrénées centrales d'après H. ALImen - Rev. Géogr. Pyrénées et S.O., t. XXXVII, p. 47-57.

TRICART J.—Le relief des côtes (cuestas); Paris, C.D.U., s.d., 137 p., 38 fig.

TRICART J.—1949-1952 — La partie orientale du Bassin de Paris - Etude morphologique - *Thèse PARIS* - S.E.D.E.S. 2 vol., 474 p., 90 fig. 24 Photos h.t., 2 pl. h.t.

TRICART J.—Le modelé glaciaire et nival. *Paris,* C.D.U., s.d., 408 p., 144 fig.

TRICART J. et divers auteurs.—1964 — C. R. 45 Exc. Interuniv. en Alsace - *An. Geogr., N.° 399.* (Sept. Oct. 64).

TRICART J.—Le modelé périglaciaire. *Paris, C.D.U.,* s.d.. 270 p., 84 fig.

TRICART J.—Le modelé des régions sèches. *Paris, C.D. U.,* s. d., 2 fasc., 129 p. et 179 p., 44 fig.

TRICART J.—1963 — Géomorphologie des régions froides - *Paris* - 289 p., 38 fig., XII pl. photo. h.t.

VAUMAS E. de.—1963 — Sur les caractéristiques morphologiques des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire («glacis d'érosion en roches tendres»). *C. R. Séances Acad. Sc.,* 1 avril 1963.

VAUMAS E. de.—1963 — Sur la morphologie des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire («glacis d'érosion en roches tendres») *C. R. Séances Acad. Sc.,* 8 avril 1963.

VAUMAS E. de.—1964 — Sur les caractéristiques morphologiques des versants cryogéniques de nivellement par éboulis-versants de Richter. *C. R. Acad. Sc.,* t. 258, p. 1856-59, et sur la morphogenèse des versants..., *ibidem,* p. 2131-34.

VIERS G.—1956 — La solufluction post-glaciaire autour des Aldudes (Basses-Pyrénées) - *Rev. Géomorphologie* dyn., 167-173, 5 fig.

VIERS G.—1960 — Pays Basque français et Barétous. Le relief des Pyrénées occidentales et de leur piémont (Thèse) - *Toulouse, E. Privat,* 604 p., 85 fig., XXVIII pl. photo. h.t.

VIERS G.—1961 — Le glaciaire du massif du Carlit (Pyrénées orientales) et ses enseignements - *Rev. Géogr. Pyrénées et S.O.,* t. XXXII, p. 533, 4 fig., 2 pl. photo h.t.

VIERS G.—1962 — Les Pyrénées - *Paris P.U.F. (Col. Que sais-je?,* n.° 995), 128 p., 3 fig.

VIERS G.—1963 — Les moraines externes de la Cerdagne et du Capcir (Pyrénées centrales, France) et leurs rapports avec les terrasses alluviales - *VI Congrés Intern. Quat. Lodz,* p. 385-393, 3 fig.

VIERS G.—1967 — Une thèse sur le pays des rias - C. R. thèse H. Nonn. Les régions côtières de la Galice (Espagne) - Rev. Géogr. Pyrénées et S.O.

WOOLLY (R. R.).—1946 — Cloudburst floods in Utah 1850 - 1938 - U.S.G.S. Water Supply, p. 994.

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

(Toutes les figures ont été dessinées par l'auteur)

Fig. 1 — Limites de la région étudiée et situation des principaux ensembles structuraux. (Dépliant) ... 12-13
Fig. 2 — Hypsométrie et lithologie de la région étudiée. (Dépliant) 14-15
Fig. 3 — Coupe d'ensemble de la région étudiée, de la Peña de Aro au Cap Machichaco. (Figure au bas du dépliant de la figure 1) 12-13
Fig. 4 — Carte morphologique de l'ensemble de la zone monoclinale méridionale. (Dépliant) 22-23
Fig. 5 — Peña d'Orduña, dite «Peña de la Virgen» 30
Fig. 6 — L'Iturrigorri - Vue de face 33
Fig. 7 — L'Unguino et l'Aro vus du Nord 35
Fig. 8 — L'Unguino. Profil vu de l'Est 36
Fig. 9 — Le Castro Grande. Face Ouest 37
Fig. 10 — Le Castro Grande. Pointe et face Ouest 39
Fig. 11 — La reculée d'Angulo 40
Fig. 12 — Carte de la partie du revers de la cuesta de drainage atlantique 41
Fig. 13 — Carte morphologique du talus du Castro Grande. (Valle de Mena) 45
Fig. 14 — Le seuil de Bercedo 48
Fig. 15 — Le sommet des éperons dégagés dans le talus ancien et leur couverture de blocaille 49
Fig. 16 — Carte morphologique des formations alluviales et glaciaires de la basse vallée du Haut Trueba et de l'entonnoir de percée au travers de la Cuesta du Turonien. (Depliant) 58-59
Fig. 17 — Carte de l'ensemble du glacier du massif du Valnera lors de son extension maximale, d'après F. Lotze 64
Fig. 18 — La moraine d'obturation de la vallée de la Toba 68
Fig. 19 — La moraine d'obturation de la vallée de la Sia 70
Fig. 20 — Carte morphologique du secteur occidental de la Grande cuesta. (Dépliant) 76-77
Fig. 21 — Les traces du stade de retrait glaciaire dans le méandre du Trueba en amont d'Espinosa 79
Fig. 22 — Les terrasses du Cerneja, en amont de Villasante 86
Fig. 23 — Les terrasses du Cerneja, a l'Est de Venta, en amont d'El Ribero 89
Fig. 24 — Le versant réglé de la cuesta à El Ribero 92
Fig. 25 — Arche naturelle dans l'entablement des calcaires du Turonien, à l'Ouest de La Pelada 98
Fig. 26 — Carte morphologique du revers de la haute cuesta, au-dessus d'Orduña 103
Fig. 27 — Un vallon à Las Bazarras 105
Fig. 28 — Carte morphologique du revers du saillant du Castro Grande; la dépression de Relloso 112
Fig. 29 — Les dépressions «en cuillère» du revers de la cuesta, vue d'ensemble 115
Fig. 30 — Partie aval d'une dépression «en cuillère» 116
Fig. 31 — Carte des dépressions »en cuillère» du revers de la cuesta, dans le secteur du Brazuelo 119
Fig. 32 — Carte des «canales» de Dulla dans les calcaires du Santonien de la terminaison périsynclinale à l'Ouest 121
Fig. 33 — Carte des confins méridionaux - La haute vallée de l'Ebre (Dépliant) 122
Fig. 34 — Coupe dans la région de Montorio - Bordure du bassin du Duero, au Nord de Burgos 125
Fig. 35 — Carte morphologique de détail de l'avant- cuesta et des hogbacks 133
Fig. 36 — L'avant-cuesta et la dépression monoclinale d'Arciniega, et les premiers hogbacks schisto-gréseux- Vue de profil 135
Fig. 37 — Les hogbacks de la Sierra Mesada 139
Fig. 38 — Les chevrons de la face Sud du Dubalza 142
Fig. 39 — Le hogback 281, près de la Herrera 145
Fig. 40 — La zone médiane - Carte de situation des calcaires urgoniens. (Dépliant) 148-149
Fig. 41 — L'Ereza et l'entrée de la cluse du Cadagua à Sodupe 151

Fig. 42 — Carte morphologique du Secteur Occidental de la zone médiane ... 154
Fig. 43 — Le massif d'El Moro, vu de Barcena ... 156
Fig. 44 — Le coin soulevé du Mont de l'Infierno ... 158
Fig. 45 — Panorama de la vallée de l'Ason et de la barrière de Ramales ... 160-161
Fig. 46 — Coupe et vue perspective à l'Ouest de la trouée du Gandara ... 163
Fig. 47 — Trouée du Gandara, entre le San Vicente et la Montera ... 164
Fig. 48 — Formes emboîtées dans la cuvette de Carranza ... 166
Fig. 48 — Le bassin de la Cerca, vu de la route du col de Peña Guinea ... 168
Fig. 50 — Carte morphologique des Pays karstiques du littoral, de Laredo à Castro-Urdiales. (Dépliant). 172-173
Fig. 51 — La partie sud du poldjé de Liendo et ses pyramides ... 176
Fig. 52 — Le Candina vu de la rive est de la ria d'Oriñon ... 177
Fig. 53 — Coupe dans la partie nord-ouest de la dépression de Sámano ... 186
Fig. 54 — Carte morphologique du grand anticlinal de Biscaye - Secteurs de Galdames et du Ganecogorta - La montagne de Bilbao. (Dépliant) ... 192-193
Fig. 55 — Coupes du grand anticlinal de Biscaye ... 194
Fig. 56 — La lentille urgonienne de San Pedro de Galdames ... 196
Fig. 57 — Le flanc sud-ouest de l'anticlinal du Ganecogorta ... 199
Fig. 58 — Le massif du Gorbea: croquis perspectif pris du Nord-Est ... 204-205
Fig. 59 — Coupes du massif du Gorbea ... 207
Fig. 60 — Carte morphologique du petit massif karstique d'Ichina ... 208
Fig. 61 — Carte de la cuvette d'Orozco ... 218
Fig. 62 — Carte morphologique de la moyenne vallée du Nervión. (Dépliant) ... 212-213
Fig. 63 — Les emboîtements du Cadagua à l'entrée de la dépression de Zalla ... 223
Fig. 64 — Les fonds de berceau du Nervion ... 225
Fig. 65 — Emboîtements de formes du glacis d'Aracaldo ... 226
Fig. 66 — La cuvette d'Arrigorriaga ... 228-229
Fig. 67 — Emboîtements de formes dans la vallée de l'Ibaizabal ... 234
Fig. 68 — Le profil du lobe de méandre de Galdácano ... 237
Fig. 69 — Carte morphologique de la ria de Bilbao. (Dépliant) ... 238-239
Fig. 70 — La cuvette de Bilbao et la ria vues d'Archanda ... 241
Fig. 71 — Coupe de la baie de l'Abra ... 245
Fig. 72 — Coupe schématique de la ria de Bilbao dans la zone du canal de Deusto ... 251
Fig. 73 — Carte schématique des formes ennoyées par le colmatage flandrien à l'emplacement de la future darse de Lamiaco ... 254
Fig. 74 — Coupe schématique du colmatage flandrien à l'emplacement de la future darse de Lamiaco ... 255
Fig. 75 — Le chaînon des peñas calcaires du Duranguesado (vue panoramique) ... 260-261
Fig. 76 — Carte morphologique du Duranguesado ... 262
Fig. 77 — Coupes dans le Duranguesado ... 263
Fig. 78 — L'Uncillach vu du calvaire d'Urquiola ... 265
Fig. 79 — Carte de la cuvette d'Elorrio ... 272
Fig. 80 — Les cônes d'éboulis calcaires emboîtés de l'Aitlluitz ... 277
Fig. 81 — Cônes d'éboulis près de la doline de la bergerie, sur le versant sud-ouest de l'Aitlluitz ... 278
Fig. 82 — Carte hypsométrique et structurale des Pays du Nord-Est. (Dépliant) ... 280-281
Fig. 83 — Le littoral, vu de Gurcio, en direction du Sud-Ouest ... 283
Fig. 84 — La «surface» de la pointe de la Galea, vue de la rive gauche de la baie de l'Abra ... 284
Fig. 85 — Coupe des Pays du Nord-Est de la pointe d'Azcorri à l'Oiz ... 280-281
(Figure au bas du dépliant de la figure 82).
Fig. 86 — Carte morphologique du massif de l'Oiz ... 287
Fig. 87 — Coupe du massif de l'Oiz ... 287
Fig. 88 — Le massif de l'Oiz - Vue perspective en direction est ... 289
Fig. 89 — Grand crêt nord de l'Oiz et chevrons de grès grossier dits du Gonzugaray ... 290
Fig. 90 — Carte des méandres du rio Golaco encaissés dans les roches éruptives ... 294
Fig. 91 — Carte morphologique des vallées du Butron et de l'Asua. (Dépliant) ... 304-305
Fig. 92 — Carte de situation des placages de sables anciens consolidés de Sopelana ... 324

TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Toutes les photographies sont de l'auteur.

Planche I — A: Le Bedarbide (1041 m) et l'Iturrigorri.
B: Les formes mûres du sommet de l'entablement ... 26

Planche II — A: La blocaille cryoclastique au pied du talus ancien du Valle de Mena.
B: Versant réglé du sommet du talus de la cuesta ... 47

Planche III — A: Le Castro Grande. Les formes du talus.
B: Le glacis du talus ancien à Cilieza ... 52

Planche IV — A: Les cailloutis du cône ancien de Quintanilla del Rebollar.
B: Les formations torrentielles anciennes du cône d'Espinosa ... 59

Planche V — A: Le matériel morainique du stade de retrait.
B: Partie de la moraine frontale à Espinosa ... 66

Planche VI — A: La moraine obturant la vallée de la Cubilla.
B: La moraine frontale plaquée sur la butte monoclinale 798, au Sud d'Espinosa ... 73

Planche VII — A: L'Ereza et l'entrée de la cluse du Cadagua à Sodupe.
B: Hogback 281. près de la Herrera ... 144

Planche VIII — A: Le massif calcaire d'El Moro, vu de Barcena.
B: L'arroyo de Balalastra vu de l'amont ... 153

Planche IX — A: Le poldjé de Liendo et le Candina.
B: La partie sud du poldjé de Liendo et ses pyramides ... 175

Planche X — A: Le Candina vu de la rive est de la ria d'Orinon.
B: Un grand alvéole du massif du Candina ... 179

Planche XI — A: Les formations de «grés légers» de Cerdigo.
B: Karst ancien en «pains de sucre» à Sangaso ... 183

Planche XII — A: Le massif calcaire d'Itxina vu du Gorbea.
B: Le karst ancien des mines d'Ortuella ... 202

Planche XIII — A: Emboîtements de formes du glacis d'Aracaldo.
B: Emboîtements de formes dans la vallée de l'Ibaizabal ... 233

Planche XIV — A: Le défilé d'Acharte entre l'Uncillach et l'Alluis-Chiqui.
B: La face Sud-Ouest de l'Aitlluitz ... 268

Planche XV — A: Glacis en roche tendre au pied du Jata.
B: Les formations de piémont de San Lorenzo de Maruri ... 308

Planche XVI — A: Les éléments de glacis du versant nord de la vallée de l'Asua.
B: Les formations de piémont de San Lorenzo de Maruri tranchées par l'auge glaciaire du rio Errotachu ... 310

Planche XVII — A: Solifluction de versant finiglaciaire.
B: Coulée de versant post-glaciaire. Talus nord de l'Oiz ... 318

INDEX DES NOMS DE LIEU

— A —

Abra: 242, 245, 255, 283, 284, 298, 299.
Abadiano: 273, 275, 380, 331.
Acharte: 265, 267, 273, 274, 280.
Achibiribil: 325.
Aguafría: 197.
Agüera: 76, 87, 88.
Ahedo: 42.
Aisgorriagan: 209.
Aiscorri: 292, 301.
Aitlluitz: 261, 267, 269, 270, 276, 277, 278, 279.
Aldamin: 203, 206.
Aldavide: 210.
Aldudes (Les): 322.
Algorta: 18, 244, 249, 284. 292, 298, 299, 301, 302.
Allendelagua: 181, 182, 187, 191.
Alluis-Chiqui: 261, 267, 273.
'Alto-Guriezo: 149, 189.
Altamira: 295.
Altube: 142, 205, 217, 220, 221.
Amboto: 24, 261, 267, 269, 270, 271.
Amézola: 231, 240, 241.
Amorebieta: 315.
Ampuero: 158, 159.
Amurrio: 136, 143.
Anabitarte: 246.
Andramari: 274.
Angulo: 40, 102, 110, 111, 128, 131, 136, 137.
Antuñano: 135, 136.
Apario: 235.
Apatamonasterio: 275.
Apuco: 197, 198.
Aqueche: 256.
Aracaldo: 226, 288.
Aralar: 24.
Aranguio: 271.
Aranguren: 195, 223, 229.
Aranmotz: 263.
Arbaliza: 143.
Arboleda (La): 197-198.
Arbolico: 200.
Arburu: 291.
Archanda: 240, 241, 283. 294, 298, 316.
Arciniega ou Arceniega: 36, 37, 38, 40, 53, 134, 135, 136, 137. 142, 143.
Arechabalagaña: 316.
Arenas (Las): 249, 250. 256, 257, 292. 301.
Areta: 204, 205, 223.
Argomedo: 140.
Arminza: 307.
Arnabal: 198.
Arnauri: 206, 207, 217, 219, 220.
Arno: 297, 303.
Aro: 34, 35, 42, 108, 109. 110, 111, 114, 124.
Aro (Portillo): 35, 36, 42.
Arraba: 206, 209.
Arralde: 271.
Arranzazu: 206, 235.
Arratia: 203, 206, 207, 235, 271, 300, 303.
Arrazola: 270. 275.
Arrazua: 294.
Arredondo: 157.
Arrietara: 325.
Arrigorriaga: 227, 228.
Arrigunaga: 292, 301.
Artasala: 275.
Artanda: 227.
Artaza: 256.
Artibay: 297, 303
Artuby: 286.
Artunduaga: 229, 230, 258.
Aslaor Trokea: 209.
Ason: 14, 17, 18, 76, 127, 154, 155, 157, 159, 161. 163, 306.
Astrabudua: 257.
Asua: 19, 240, 242, 243, 284, 293. 303, 310, 314, 315, 316, 318, 319, 325.
Asunsa: 265.
Aulestia: 303, 304.
Avellaneda: 143.
Axpe: 242, 245, 250, 257.
Ayega: 136, 146.
Azcorri: 299, 323.

— B —

Balalastra: 166.
Balcón de Vazcaya: 319.
Baquio: 295-300.

Baracaldo: 236. 242, 243, 244, 253, 255, 257.
Barazar (col de): 271.
Bárcena (vallée de l'Ason): 155, 158, 169.
Bárcenas de Udalla: 159, 160.
Bárcenas (vallée du Trueba): 69, 83.
Barcenillas: 86.
Barrica: 284, 325.
Basurto: 253.
Bayas: 130, 131.
Bazarras (Las): 104, 106, 108, 120, 122.
Bedarbide: 26, 34, 42.
Bedon: 27, 95, 120, 121, 124.
Belascola: 142.
Bengoechea: 220.
Berango: 246.
Berberana: 102, 105, 109, 115, 127.
Beraza. :219, 221.
Bercedo: 27, 29, 40, 41, 58, 60, 84, 87, 88, 90, 130, 135, 138, 139.
Bercedo (seuil de): 48, 120.
Bermeo: 312.
Berretin: 207, 284, 286, 291, 298.
Berriaga: 313, 314, 320.
Bidasoa: 332.
Bilbao: 13, 15, 16, 17, 18, 19, 24, 25, 28, 30, 38, 46, 149, 152, 155, 173, 181, 198, 201, 203, 228, 230, 231, 232, 235, 236, 240, 241, 242, 243, 245, 246, 247, 248, 252, 255, 257, 258, 259, 261, 282, 283, 284, 285, 286, 289, 291, 292, 295, 298, 299, 300, 301, 302, 303, 305, 310, 315, 316, 318, 321, 324, 334.
Billela: 315, 316, 320.
Biscaye (anticlinal de): 13, 23, 24, 102, 103, 127, 132, 151, 203, 205.
Botica Vieja: 239, 249.
Bolueta: 232, 241.
Brazomar: 173, 184, 185.
Brazuelo: 115, 117, 118, 120, 124, 129, 328.
Brenas: 160.
Burgos: 25, 125.
Burgueño: 140.
Burzaco: 198.
Bustalveinte: 70, 87.
Butron: 18, 284, 292, 293. 303, 305, 307, 311, 312, 314.
Buya: 227.

— C —

Caballo: 60, 70, 75, 76, 77, 87, 88, 100, 130, 137, 141.
Cabañaperaza: 186.
Cabras: 242.
Cachupin: 223.
Cadagua: 16, 17, 24. 25, 38, 50, 55, 56, 89, 135, 143, 144, 145, 146, 149, 152, 153, 193, 194, 197, 198, 199, 200, 215, 221, 222, 223, 224, 242, 244, 250, 300, 301, 303, 305.
Calganeca: 315.
Calera: 60, 62, 67, 69, 156.
Campa (La): 315.
Campanas: 93.
Campo Volantin: 249.
Canalejas: 75, 76.
Candina: 88, 89, 155, 173, 174, 176, 177, 178, 180, 181, 190.
Careaga - Dos Caminos: 230, 231.
Carbonilla: 37, 53, 54, 114.
Carillo: 87.
Carlista: 164, 165, 169.
Cárobo: 143, 195, 222, 223.
Carranza: 65, 67, 71, 155, 159, 163, 170, 220, 271.
Carrascosa: 97, 141.
Carrasquedo: 48, 49.
Castillosar: 200.
Castrejana: 223, 243, 244, 299.
Castrobarto: 39, 60, 115.
Castro Grande: 29, 37, 38, 39, 42, 49, 52, 53, 57, 91, 92, 112, 113, 114, 128, 137.
Castro Urdiales: 17, 143, 155, 157, 170, 171, 173, 174, 176, 180, 184, 185, 188, 190, 191.
Castro de Valnera: 16, 24, 57, 58, 97, 128, 141, 331.
Ceberio: 203, 204.
Cena: 74.
Cénita: 271.
Cerca: 167.
Cerdigo: 181, 182, 185, 187, 188, 191.
Cerezo: 55.
Cerneja: 60, 76, 84, 86, 87, 88, 89, 91, 92, 130, 135.
Cerredo: 155, 173, 174, 176, 180, 185, 196, 187, 188, 191.
Churra: 67, 71, 77, 97, 130, 141.
Cinco Villas: 44, 286. 295.
Cilieza: 52.
Cobes: 81.
Complacera: 27, 37, 38, 39, 40, 42, 48, 113.
Concha (La): 165, 166.
Cornejo: 96, 97, 98, 99, 101.
Cordillère cantabrique: 14, 24.
Cortezubi: 297.
Covides: 46, 50, 54.
Cruces: 243, 244, 257.
Cuartango: 141.
Cubilla: 69, 73, 80, 83.
Cubillas: 93.
Cubo: 227.
Cucucecuacha: 142. 207.
Cueva: 97, 98, 99.

— D —

Delica: 26, 30.
Desierto: 242, 244, 246, 301.
Deusto: 239, 240, 241, 250, 251, 252, 258.

Deva: 14, 282, 286, 303.
Dima: 203, 263.
Dubalza ou Idubaltza: 142,143.
Duero: 126.
Dulla (Canales de): 121, 328.
Durango: 149, 203, 261, 264, 271, 272, 274, 280, 288, 289, 303, 315, 319.
Duranguesado: 17, 149, 171. 203, 261, 263, 264, 270, 271, 299, 303, 329, 330.

— E —

Ea: 295.
Ebre: 23, 28, 123. 124, 125.
Echerre: 230, 231.
Egaña, 42, 99.
Eibar: 286.
Elanchove: 295, 296.
Elegorta: 201, 253.
Elgueta: 261.
Elorieta: 239, 242, 250, 252, 253, 255, 257.
Elorrio: 261.
Elorrio (río): 271.
Emandotroca: 227.
Encina Lacorba: 136, 142. 143, 157.
Entrambasaguas: 54, 55, 57.
Entrambasmestas: 61.
Eras (Las): 122.
Erandio: 257.
Ereaga-Neguri: 250-292.
Ereño: 285, 296.
Ereza: 144, 149, 195, 197, 198, 199, 200, 216.
Ermua: 307.
Errecalde: 325.
Errekacobie ou Erreketas (grotte): 267.
Errotachu: 306, 310.
Escobarach: 263.
Escorta: 142.
Espaldaseca: 143.
Espinosa (sillon d'): 27, 58.
Espinosa de los Monteros: 31, 60, 61, 62, 69, 71, 72, 74, 75, 77, 81, 83, 85, 86, 87, 90, 94, 95, 99, 100, 106, 120, 127, 130, 135, 137, 141, 159, 187, 189, 259, 274, 331.
Estacas (puerto de las): 63, 141.
Estaño: 46, 48, 50, 54, 57.
Europe (Pics d'): 15.

— F —

Flores: 312.
Fraile (Pico del): 25, 32, 34, 71, 87.
Frailleburu: 270.
Fresnedo: 164.
Fruniz: 293.

— G —

Galdácano: 232, 236, 237, 238.
Galea (pointe de la): 284, 300, 302.
Galdames (anticlinal de): 193, 194, 196, 197, 198, 199, 200, 201, 203, 215, 242, 265.
Galice: 332, 333.
Gallarga: 200.
Gallarta: 197.
Gandara: 156, 162, 164, 169.
Ganecogorta: 156,
Ganecogorta: 149, 193, 197, 198, 199, 200. 204, 215, 216 283, 298.
Gárate: 134, 135.
Garay: 290.
Gardea: 221.
Garoño: 288, 289, 323.
Gastacaigoico: 225.
Gasteran: 195.
Gobelas: 249, 256.
Goicogana: 200, 204.
Goitielza: 314.
Golaco: 294.
Golitza ou Kolitza: 138, 139.
Gonzugaray: 289, 291, 292.
Gorbea: 14, 24, 124, 128, 130, 137, 149, 193, 199, 201, 203, 204, 205, 209, 216, 235, 299, 330.
Gordejuela: 195, 217, 221.
Gorliz: 323, 325, 326.
Gorocica: 285, 323.
Grameran: 195, 198.
Guecho: 244, 245. 249, 286, 291, 292.
Güenes: 143, 199.
Guernica: 18, 203, 256, 288, 290, 294, 295, 296, 297, 299, 300, 315, 316, 319, 323 330.
Guernica (ría de): 282, 285, 288, 330.
Gueriquiz ou Guerequiz: 312, 323.
Guerricaiz: 319.
Guinea: 167.
Guipuzcoa: 24, 322.
Gurcio: 283, 302, 307.

— H —

Hasparren: 300.
Herrera: 144, 145.
Herrerías: 217, 221.
Hijuela: 41, 88.
Hornijo: 156, 157, 160, 161, 164, 169.
Hornilla: 25, 39.
Hoz (arroyo de la): 96, 97, 120.
Hoz de Mena: 43.
Humedo: 106, 127, 129, 131.

— I —

Ibaizabal: 230, 231, 232, 235, 270, 274, 282, 293, 298, 303, 315, 316.
Ibalzibar (ou Ibaizabal): 143, 146.
Ibarrecolanda: 252. 254.
Ibaizabal: 221.
Icazurietas: 304.
Igartua: 307.
Imunia: 70.
Indusi: 271.
Infierno: 157. 159, 169.
Ipergorta: 209, 210.
Irurimendi, 315.
Islares: 173, 181, 182, 191.
Iturrigorri: 25, 26, 33, 34, 35, 37, 42, 47, 109, 114, 200
Itxina: 203, 205, 209, 266.
Ixingote: 209.
Izalde: 134, 136, 142, 214.
Izoria: 136.

— J —

Jata: 305, 306, 307, 308, 311.
Jaureguia: 220.
Jerea: 27, 129, 131.
Jura Souabe: 328.
Juzvalle: 166.

— K —

Kargaleku Trokoa: 209.

— L —

Labeco: 227.
Labourd: 300.
Laga: 296.
Laguna: 222.
Lalastra-Sobron: 124 (anticlinal de).
Lamiaco: 236, 246, 251, 255, 256.
Lañamendi: 310, 314.
Landoño: 34.
Lanestosa: 160, 166, 167, 169.
Lannemezan: 309.
Laredo: 17, 157, 159, 171, 173, 174, 190.
Larrabezua: 312, 316, 323.
Larrumbe: 225.
Lasia ou La Sia: 67, 70, 71, 76, 83, 140.
Lastras de las Eras: 116, 120, 122.
Lea: 286, 297, 303.
Legarreta: 312.
Leguizamon: 228.
Lekanda: 206, 209, 210.
Lequeitio: 285, 286, 295, 296, 303.
Lezandi: 210.
Liendo: 155, 173, 174, 175, 178, 188.
Limpias: 160.
Llana (La): 159.
Llanas (Las): 146.
Llano (El): 243.
Llodio: 19, 221, 222, 226, 301.
Llorengoz: 104, 108, 109.
Lobauchu: 219.
Lobera: 40.
Lohilouz: 322.
Loma de Montija: 75, 76, 81, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 90.
Losa: Voir Valle de Losa.
Luchana: 236, 242, 253, 255.
Luchana: 236, 242, 253, 255.
Lujua: 292. 310, 314, 316.
Lunadas: 67.
Lusa: 63, 67, 70.

— M —

Machichaco: 285, 286, 295.
Machorras: 67, 71, 72, 83, 90.
Magdalena (col de la): 40.
Magunagoya: 288.
Mailo: 71, 81, 90.
Maltrana: 38, 46, 55, 56, 57.
Mañaria: 261, 263, 265, 270, 271.
Mantuliz: 321.
Marquina: 296, 298. 303, 319.
Marraña: 60, 91.
Matienzo: 166.
Maurolas: 321, 322, 323.
Mayor: 196.
Mea (La): 122.
Medianas: 38, 46, 48, 54.
Mena: Voir Valle de Mena.
Menamayor: 44.
Mendiola: 270, 273, 274, 275, 280, 331.
Mendraca: 272.
Menguado de Fresnillo: 39.
Meñaca: 309-311.
Mercadillo: 54, 143, 150, 193, 195, 196, 197, 214, 216.
Mesada: 139.
Meseta castillane: 38, 46, 48, 54.
Miel (Pico de la): 71.
Miera: 65, 70, 71, 127, 141.
Mioño: 184, 185 188.
Miranda de Ebro: 16, 23, 27, 102, 129.
Miravalles, 223.
Molinar: 167, 195.
Molino: 134.
Montealegre: 185.
Momene: 186, 187, 188.
Montecillo: 77.
Montera: 156, 160, 162, 168.
Montorio: 125.
Morgacoena: 312.
Morgaondo: 312, 316.
Moro (El) : 155, 156, 157, 160, 164, 165, 169.
Moulouya (Basse): 332.

Moyordin: 227.
Munarricolanda: 292.
Mugarra: 261, 264.
Munguía: 291, 293, 295, 300, 303, 305, 309, 312, 321.
Munia: 63.
Muretagana (col de): 295, 298.
Murguia: 25, 29, 127, 132, 203, 207, 284, 306.

— N —

Nabon: 108.
Navarniz: 295, 296, 297, 298, 303.
Navarre (Basse): 333.
Nela: 28, 58, 94, 99.
Nervion: 24, 25, 150, 216, 217, 221, 224, 227, 228, 229, 230, 235, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 247, 248, 249, 252, 255, 257, 283, 298, 300, 303 305, 314.
Nevero del Polluelo, 63, 97, 100, 137, 141.
Nive: 301.
Noceco: 60, 76.

— O —

Orduña: 15, 16, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 35, 36, 38, 42, 49, 91, 100, 102, 104, 109, 110, 113, 114, 124, 127, 128. 129, 130, 132, 134, 230, 328, 329.
Orduña (pena d'): 30, 32, 34, 124.
Ordunte: 28, 39, 40, 41, 135, 137, 138, 156.
Orilla: 134, 135.
Oriñon: 74, 156, 173, 176.
Orozco: 219, 220, 221, 222, 225, 300, 301, 305.
Otoyo: 296.
Ortuella: 17.

— P —

Pagasarri: 197, 200, 201, 216, 217, 283, 298.
Pagueta: 199.
Panabarra: 142.
Pando: 160, 169.
Paraíso (El): 209.
Paular: 142.
Pas: 65, 141.
Pedernal: 198.
Pedrosa: 122.
Pelada: 27, 98, 124.
Peña (la): 231.
Peña (Monts de la): 38, 39, 102. 115, 124.
Peñalastra: 135.
Peñalba: 25, 39.
Peñas blancas: 197, 201.
Peña negra: 65.
Peñanegra (arroyo de): 97, 100.
Perigaña: 134.
Picon: 95, 120.
Piguëso: 140.
Pizarras: 87.
Plencia: 18, 284, 285, 292, 293, 298, 299, 305, 307, 310, 314. 316, 323 325, 326.
Portillejo: 40.
Portugalejo: 139.
Portugalete: 240, 246, 301.
Puentedey: 99, 100, 122.
Punta Peña: 185.
Pyrénées occidentales: 301, 331.

— Q —

Quisicedo: 77, 100.
Quintanilla: 88, 91.
Quintanillta del Rebollar: 59, 77, 100.
Quintanilla Sopeña: 86 (Fig. 22).

— R —

Ramales: 17, 69, 127, 139, 149, 152, 155, 156, 157, 158, 162 163 164, 168, 171, 190, 261, 297, 329, 330.
Recalde: 223.
Redondo: 97.
Regato: 198, 215. 217, 244, 255.
Reinosa: 124.
Relloso: 39. 112, 113, 129.
Restaleco: 200, 253.
Retuerto: 242-254.
Rontegui: 242, 243.
Ribero (El): 27, 59, 60, 85, 89, 91, 92, 115, 130.
Rigoitia: 312.
Río Grande: 75, 76, 160.
Riva: 75.

— S —

Sagra (peña): 14.
Saint-Sébastien: 17, 282, 292.
Salcedillo (verrou de): 67.
Salmanton: 35.
Salinas: 94-129.
Salinas de Rosio: 58, 60, 86, 130.
Sámano: 173, 185, 188, 189.
San Antolín: 275.
San Cristóbal: 289.
Sanchosolo: 223.
Sangazo: 183, 186.
San Juan d'Orozco: 220.
San Lorenzo de Maruri: 306, 308, 309, 310. 311.
San Mamés: 39.
San Martín: 223, 267.
San Miguel: 97, 100, 113.
San Miguel de Basauri: 228, 230, 238, 253, 258.
San Pedro de Galdames: 195, 196.
San Roque de Riomiera: 163.
Santa Cruz: 134.
Santa Maña: 231, 294.
Santa María: 302.
Santa Marina: 141, 207.
Santander: 23, 155, 173, 181.
Santelices: 99, 100, 275.

Santo Cristo: 225.
Santo Domingo: 231, 240, 294, 316.
Santuiste: 43.
Santullan: 185.
Santure: 284.
San Vicente: 156, 157, 160, 162, 163, 168, 169, 170.
Sasiburu (cordillera): 198, 143.
Seña: 176.
Señas: 159.
Sendeja: 246.
Sengoiquegana: 288, 289.
Serrantes: 244, 245, 299.
Sestao: 242, 244, 249, 250, 255, 301.
Sia (La) ou Lasia: 67, 70, 71, 76, 83, 140.
Soba: 137, 138, 139, 141, 152, 160, 171.
Sodupe: 144, 149, 193, 199, 214, 222,, 223.
Solayera: 34.
Sollube: 285, 295, 298.
Somorrostro: 197.
Soncillo: 27.
Sopelana: 246, 284, 292, 293, 305, 307, 309, 311, 312. 323, 324, 325, 326.
Sotos - Cuevas: 94.
Supelegor: 209.
Surrimendi: 288.

— T —

Tablas: 134, 136.
Tabernillas: 186.
Tabliega: 58.
Telleria: 309.
Tesla: 124, 125, 126.
Toba: 68, 69, 83, 93.
Tornos: 139, 140, 156, 161, 164.
Torquiendo: 173.
Trema: 96, 98.
Trespadernes: 36, 40.
Triano: 197.
Trucios: 128.
Trueba: 16, 168, 27, 28, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 65, 66, 67, 69, 71, 72, 75, 76, 77, 78, 81, 83, 84, 88, 89, 90. 91, 92, 96, 101, 118, 120, 129, 130, 138, 159, 259. 331, 334.

— U —

Uarca: 294.
Uburun Trokea: 209.
Udalla: 160.
Ugarte: 242, 254, 293, 305, 306.
Ulemas: 97, 100.
Umbe: 284, 286, 292, 298.
Unceta: 203, 204, 205.
Uncillach: 261, 264, 266, 267, 273.
Ungo: 55, 56.
Unguila: 134.
Unguino: 25, 33, 35, 36, 38, 42, 47, 105, 109, 110, 113.
Urbel: 125.
Urbina: 125.
Urculu: 291, 312, 316, 323.
Urduliz: 292.
Urgoiti: 234.
Urigoiti: 206.
Urikobaso: 209.
Uribarri: 231.
Urquiola: 261, 265.
Urruchua: 288. 319, 323.
Urumea: 246, 332.

— V —

Valdivielso: 125.
Valle de Cuartango, 130.
Valle de Losa: 27, 102, 131.
Valle de Mena: 16, 25, 27, 28, 29, 38, 40. 46, 47, 48, 49. 51, 53, 55, 56, 57, 65, 71, 77, 92, 93, 106, 111, 113, 114, 124, 132, 134, 135. 136, 138, 140, 144, 280, 317, 328, 329, 330, 334.
Vallejas: 196.
Valmaseda: 25, 38, 46, 132, 135, 136, 138, 143, 144.
Valnera (glacier du): 63, 96, 127, 128, 130, 222.
Veinte: 87.
Venta (La): 85, 88, 89.
Venta de Ribero: 60.
Ventana: 164.
Ventoso: 149, 150, 186.
Veraza: 199.
Villalacre: 39.
Villalázara: 85, 87, 90.
Villalba de Losa: 105, 106, 107.
Villaño: 107, 114, 117, 307.
Villarcayo: 16, 23, 27, 84, 99, 102, 126.
Villarreal: 203.
Villasana de Mena: 39, 115, 297.
Villasante: 58, 60, 61, 75, 86, 87, 88, 89, 90.
Virgen (peña de la): 34, 42.
Vitoria: 23, 203.
Vitoriano: 41.43.
Vivanco: 41, 43.

— Y —

Yurre: 235, 271.

— Z —

Yurre: 235, 271.
Zabalandi: 270.
Zabaleta: 227.
Zaballa: 107.
Zalama: 139.
Zalla: 137, 146, 152, 222, 223, 229, 229, 301, 305.
Zamburu: 206, 207.
Zamudio: 314.
Zaramillo: 197.
Zaratamo: 227.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS ... 9
INTRODUCTION: Limites et problèmes ... 13
I — Les limites ... 13
II — Les grandes traits orographiques: les montagnes du seuil basque ... 14
III — Les grandes traits structuraux ... 15
IV — L'évolution morphologique ... 18

LIVRE I

LES GRANDES FORMES MONOCLINALES DE LA RÉGION MÉRIDIONALE

INTRODUCTION

A — Les études antérieures ... 23
B — Vue d'ensemble ... 24

CHAPITRE I

LES SECTEURS ORIENTAL ET CENTRAL DE LA HAUTE CUESTA

I. L'entablement et les parties hautes: Promontoires et reculées.
A — Problèmes particuliers posés par cette étude ... 29
1 — Perspective aérienne et perspective linéaire ... 29
2 — Insuffisance de la carte ... 30
B — Les caractères lithologiques du Turonien ... 31
C — Les formes de transition de l'extrémité orientale: du col à la Peña d'Orduna ... 32
D — Le grand saillant d'Aro et ses bastions flanquants ... 34
E — La reculée d'Angulo ... 36
F — Le grand saillant du Castro Grande ... 37
G — L'échancrure du Valle de Mena et sa bordure: Les Monts La Peña ... 38
H — Les confins ouest: le seuil de Bercedo ... 40
II. Le talus et les grandes dépressions ... 42
A — Le talus ... 42
B — La dépression du Valle de Mena ... 43
1 — Le cadre structural: une ancienne cheminée diapirique ... 43
2 — Les formations d'interfluves sur les restes d'un talus ancien ... 44
3 — La genèse du talus ancien ... 50
4 — La dissection du talus ancien ... 53
5 — Les dépôts fins de la cuvette d'Entrambasaguas ... 55
6 — Les dernières retouches ... 56
7 — Résumé de l'évolution morphologique et essai de chronologie ... 57

CHAPITRE II

LE SECTEUR OCCIDENTAL DE LA GRANDE CUESTA ET SES PERCÉES

I. La grande percée du Trueba et ses gros dépôts ... 58
A — Le cadre structural ... 58
B — L'enorme remplissage détritique ... 60
1 — Les cailloutis anciens: le cône torrentiel de piémont d'Espinosa de Los Monteros ... 61
2 — Existence d'un englacement de la haute vallée du Trueba ... 62
a — Un grand glacier de vallée ... 63
b — Les formes glaciaires assez peu caractéristiques du bassin supérieur ... 65
c — Les vallums d'obturation latérale ... 68
d — Le complexe morainique terminal d'Espinosa de Los Monteros ... 71
3 — Les rapports du complexe morainique terminal et des cailloutis torrentiels anciens du sillon d'Espinosa ... 75

4 — Les traces des diverses étapes de la glaciation dans le domaine frontal et proglaciaire ... 78
a — Le creusement préglaciaire ... 78
b — Le vallum morainique de retrait d'Espinosa ... 78
c — Les constructions fluvio-glaciaires ... 79
d — Critères permettant de distinguer les nappes: granulométrie et proportion d'éléments calcaires ... 80
e — La dernière étape de la récession glaciaire: la construction de la basse terrasse ... 82
5 — Les constructions alluviales en aval de la percée secondaire de Loma de Montija ... 84
6 — Les terrasses du Cerneja ... 86
7 — L'activité morphogénétique post-glaciaire ... 90
8 — Conclusion et essai de chronologie ... 93
II. L'extrémité occidentale de la cuesta et ses petites percées. Le sillon monoclinal d'Espinosa ... 94
A — Les formes de l'entablement ... 95
B — Les percées ... 95
1 — La percée d'Hornillatorre - Hornillalastra ... 96
2 — La percée de Cornejo ... 96
3 — La percée aveugle de Cueva ... 97
C — La terminaison périsynclinale de la cuesta à l'Ouest ... 98
D — Les formations alluviales ... 100

CHAPITRE III

LE REVERS DE LA HAUTE CUESTA

I. Le revers, du port d'Orduña au saillant d'Aro ... 102
A — Les formes emboîtées du secteur-clef de Las Bazarras ... 104
B — Fracturation et karstification ... 107
C — Les formes perchées appartenant au versant atlantique ... 109
II. Le revers du saillant du Castro Grande ... 112
III. Le revers dans le secteur du Brazuelo et ses dépressions en cuillère ... 119
IV. Le revers au Sud du sillon d'Espinosa ... 120

CHAPITRE IV

LA GENÈSE DE LA HAUTE CUESTA

I. La surface de maturité de l'Ebre supérieur ... 123
II. La remise en valeur du relief de cuesta, ses causes et ses modalités d'ensemble ... 126
III. Les modalités de la reprise d'érosion selon les secteurs de la cuesta ... 128

CHAPITRE V

LES FORMES MONOCLINALES AU NORD DE LA HAUTE CUESTA

I. Le feston des buttes dissymétriques de l'avant cuesta ... 132
II. Le sillon monoclinal d'Arciniega ... 135
III. La bande des hogbacks gréseux ... 137
A — Le complexe gréseux supra-urgonien ... 137
B — Les monts d'Ordunte ... 138
C — Les confins occidentaux ... 140
D — Les petits massifs du secteur central ... 141
E — Conclusion ... 145

LIVRE II

LA ZONE MÉDIANE. PAYS DE L'URGONIEN

INTRODUCTION ... 149
Le complexe urgonien ... 151

CHAPITRE VI

LES PANNEAUX ET LES GRANDES MASSES CALCAIRES DU SECTEUR OCCIDENTAL

I. Le bassin de Ramales et son amphitéâtre de calcaires urgoniens.
A — Une grande blessure structurale et son exploitation: le fond de la dépression ... 157
B — Les grandes masses calcaires de l'amphithéâtre ... 159
1 — Difficultés de l'interprétation - Part à faire aux divers facteurs de la morphogénèse ... 161
2 — La genèse de la barrière urgonienne originelle ... 162
3 — La part des formes originelles dans les formes actuelles ... 163
4 — L'évolution morphologique en arrière de la barrière. Les restes d'un modelé de type semi-aride: la cuvette de Carranza ... 165
5 — La part de la dissolution karstique et celle de la cryoclastie ... 168
6 — Conclusion ... 171
II. Les pays karstiques du littoral, de Laredo à Castro-Urdiales, et l'évolution morphologique ... 173
A — Les données générales ... 173
B — Le secteur monoclinal ... 174
1 — Le Candina ... 176
a — Les formes karstiques semi-structurales ... 176
b — Le rôle de la désagrégation par le gel ... 178
2 — Le Cerredo ... 180
C — Le karst fossilisé et les altérations à Cerdigo et à Mioño ... 181
D — Les étapes de l'évolution morphologique dans la dépression de Samano ... 185
E — Le poljé de Liendo ... 188
F — L'évolution morphologique locale replacée dans un cadre plus général ... 190

CHAPITRE VII

LE GRAND ANTICLINAL DE BISCAYE

I. Le tronçon d'anticlinal dit de Galdames:
Grands crêts gréseux et îlots calcaires entre les cluses du Mercadillo et du Cadagua ... 193
II. La montagne de Bilbao
Le tronçon d'anticlinal dit du Ganecogorta, entre les cluses du Cadagua et du Nervion ... 198
III. Le tronçon d'anticlinal dit du Gorbea.
A — Le dispositif structural ... 203
B — Le massif du Gorbea ... 205
C — Le petit massif karstique d'Itxina ... 207

CHAPITRE VIII

LES GRANDES VALLÉES ET LES CUVETTES DE LA ZONE MÉDIANE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

I. La mise en place du réseau hydrographique ... 213
II. Les cuvettes.
A — La dépression d'Orozco ... 217
B — La dépression de Llodio ... 221
C — La cuvette de Gordejuela ... 221
D — La grande dépression de Zalla ... 222

III. L'évolution morphologique dans les cluses ... 224
IV. L'évolution morphologique en aval, dans la zone des grandes méandres ... 228
V. L'évolution morphologique dans les secteurs de comparaison de l'Ibaizabal et de l'Arratia ... 232
VI. Conclusion concernant l'évolution morphologique dans les grandes vallées ... 237

CHAPITRE IX

LA RIA DE BILBAO

I. La basse vallée du Nervion avant l'épisode flandrien.
A — La cuvette de Bilbao et ses restes de glacis anciens ... 240
B — Le méandre recoupé de Baracaldo ... 242
C — Le glacis ancien de Cruces ... 243
D — La basse vallée ... 244
II. La ria actuelle et les enseignements des travaux de régularisation ... 245
A — Les crues et leurs apports ... 246
B — Le problème de la barre et la construction du port extérieur ... 248
C — Les rectifications de tracé ... 250
D — Le creusement préflandrien ... 251
E — La «terrasse» de Bilbao ... 252
F — Les formes ennoyées de la basse ria ... 253
G — Les placages isolés ... 257
III. Corrélations locales et essai de chronologie ... 258

CHAPITRE X

LA ZONE MORCELÉE ET TOURMENTÉE DU DURANGUESADO ET SES PEÑAS CALCAIRES

I. Le dispositif structural d'ensemble ... 261
II. Les peñas du chaînon calcaire ... 264
A — La Peña Mugarra ... 264
B — L'Uncillach ... 265
C — L'Alluis-chiqui ... 267
D — L'Aitlluitz ... 267
E — L'Amboto ... 269
III. Le cadre schisto-gréseux - Les formes en creux - L'évolution morphologique.
A — Paliers anciens et vieilles cuvettes perchées ... 270
B — Les cuvettes préglaciaires ... 271
C — Les cônes de déjection étagés préglaciaire et glaciaire d'Abadiano et de Mendiola ... 273
D — Autres formations alluviales de la vallée principale ... 274
E — Les formations de versant .
1 — Les versants en secteur schisto gréseux ... 275
2 — Les cônes d'éboulis calcaires emboîtés de l'Aitlluitz ... 276
F — Conclusion ... 280

LIVRE III

CHAPITRE XI

LES PAYS DU NORD-EST

I. Première vue d'ensemble ... 283
II. La trame structurale et sa mise en valeur ... 286
A — La charnière synclinale éocène ... 286
1 — Le massif de l'Oiz ... 288
2 — La zone centrale de la charnière ... 290
3 — Le synclinal de Guecho ... 291
B — Les gouttières du flysch crétacé ... 293
C — Les reliefs bordiers du complexe gréseux supra urgonien ... 294
D — La bande cotière urgonienne ... 295
E — Le pli-diapir éventré de la ria de Guernica ... 297
III. Les aspects originaux de l'évolution morphologique ... 298
A — Les éléments de «surface» conservés ... 298
B — Le tracé du réseau hydrographique ... 303
C — Cuvettes et glacis de type semi-aride ... 304
1 — La vallée du Butron ... 305
a — Les formations de piémont de San Lorenzo de Maruri ... 306
b — Les formations de piémont de Meñaca ... 309
2 — La vallée de l'Asua ... 314
3 — La cuvette d'Amorebieta ... 315
D — L'habillage final et son état actuel. Feutrage finiglaciaire et solifluction post-glaciaire ... 315
— Les placages de sables anciens consolidés de Sopelana ... 323

CONCLUSION GÉNÉRALE

I. Le rôle de la structure ... 328

A — Un premier secteur de structure très simple aux formes grandioses ... 328
B — Un second domaine de structure variée dans lequel s'affirme le rôle prépondérant du socle ... 329
C — Un paysage urgonien très original ... 330

II. Les systèmes d'érosion ... 331

A — Une zone-clef de l'évolution morphologique sur le versant méditerranéen; juxtaposition des témoins d'un préglaciaire semi aride et d'un glaciaire très net ... 331
B — L'intérêt des emboîtements de formes du versant atlantique ... 331
C — L'attribution des épisodes de type sub-aride au Quaternaire ancien ... 331
D — La médiocrité relative de l'évidement à l'époque glaciaire ... 332
E — Les retouches finales. Ambiguïté, dans certains secteurs, en ce qui concerne la part relative des processus ... 333

III. Les résultats obtenus examinés en fonction du but poursuivi ... 333

LISTE DES CARTES TOPOGRAPHIQUES ET GÉOLOGIQUES ... 335
LISTE DE PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES ... 336
BIBLIOGRAPHIE ... 338
TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE ... 345
TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES ... 347
INDEX DE NOMS DE LIEUX ... 348
TABLE DES MATIÈRES ... 354